

# TESIS DOCTORAL EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Lic. Raúl Emmanuel Ocaña



**Asesora: Dra. Graciela Mabel Suvires.**

**Co – Asesora: Dra. María Alejandra Pittaluga**

# **UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN**

**FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y  
NATURALES**

**DEPARTAMENTO DE POSGRADO**



## **DOCTORADO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

**GEOLOGÍA DEL CUATERNARIO DE LOS VALLES DE  
MATAGUSANOS-ULLUM, COMO BASE A LA PLANIFICACIÓN  
ESTRATÉGICA TERRITORIAL Y AMBIENTAL**

## RESUMEN

El área estudiada se localiza en el sector central de la provincia de San Juan, en el departamento Ullum, situado a 40 km al norte de la Ciudad de San Juan. El clima es árido a hiperárido, con escasas precipitaciones, alta evapotranspiración y amplitud térmica. El clima juega un papel fundamental en la evolución de los suelos y la vegetación debido a la acción de los procesos morfopedogénicos. El objetivo principal de este trabajo es estudiar la Geología del Cuaternario de la región Matagusanos-Ullum, basada en análisis geomorfológico y edafológico, como una herramienta para la planificación territorial en zonas áridas.

La metodología contempla diferentes etapas: Primero, mapeo de unidades geomorfológicas cuaternarias, utilizando un sistema de clasificación morfogenética (Erosional-exhumado por tectónica, fluvial, poligénica, lacustre y remoción en masa). Segundo, clasificación de las unidades geomorfológicas según la posición relativa a los sistemas de fallas inversas (Blanquitos y Villicum-Zonda). Se procesó un Modelo Digital de Elevación Alos Palsar para detectar estructuras tectónicas, a través del perfil longitudinal del cauce, índice de potencia fluvial y el gradiente del perfil longitudinal del cauce. Estos parámetros muestran, gráficamente, anomalías superficiales producidas por fallas inversas. El análisis estadístico realizado permitió establecer relaciones entre la geomorfología y las propiedades del suelo.

El suelo está más desarrollado en superficies antiguas (debido al aumento de carbonatos, sulfatos y tasas de acumulación de arcilla iluvial). Los horizontes vesiculares son de mayor espesor a medida que la cobertura del pavimento del desierto aumenta. Por otro lado, la cobertura vegetal se correlaciona negativamente con la cobertura del pavimento del desierto ( $R^2 = -0.93$ ).

El análisis estadístico (análisis de componentes principales, análisis de cluster, Anova, otros) fue de gran ayuda para establecer relaciones entre las variables geológicas y la vegetación nativa.

La primera caracterización geoquímica de los depósitos cuaternarios de matagusanos se realiza en este estudio, para conocer la existencia o no de

anomalías. Las muestras de horizontes vesiculares se sometieron a pruebas de ICP-OES para determinar la presencia de elementos químicos, como Ba, Cr, Cu, Pb, Zn y otros.

Los resultados indicaron que los valores encontrados no están en cantidades perjudiciales para la salud humana, tal como lo establece la Ley de protección ambiental para la actividad minera (N ° 25 585). Este estudio es un avance importante en el conocimiento de la geología cuaternaria y en cómo el análisis de las características geomorfológicas y edafológicas, así como las propiedades de la vegetación de la cuenca del Matagusanos, constituyen una herramienta básica importante para la planificación ambiental.



## ABSTRACT

The studied area is located in Ullum department in the central sector of the San Juan province. The distance to San Juan City is near 40 km in north direction. The climate is arid to hyper-arid, with scarce rainfall, high evapotranspiration and thermal amplitude. Climate plays a fundamental role in the evolution of soils and vegetation due to the action of the morphopedogenic processes. The primary aim of this work is to study Quaternary Geology of the Matagusanos-Ullum region, based on geomorphological and edaphological analysis, as a tool for territorial planning in arid zones.

The methodology contemplates different stages: First, mapping quaternary geomorphological units using a morphogenetic classification system (Erosional – exhumed by tectonic, fluvial, polygenetic, lacustrine and landslides) and Second, classification of the geomorphological units according to the relative position to the thrust fault systems (Blanquitos and Villicum-Zonda). A Digital Elevation Model Alos Palsar were processed for identify tectonic structures, through the longitudinal profile, Power Stream Index and LS Factor. These parameters show, graphically, superficial anomalies produced for thrust faults. The statistical analysis performed allowed to make relations between geomorphology and soil properties.

Soil is more developed in older surfaces (due to increase of carbonates, sulphates and illuvial clay accumulation rates). Vesicular horizons are thicker as the coverage of the desert pavement increases. On the other hand, vegetation cover is correlated negatively with the desert pavement cover ( $R^2 = -0.93$ ).

The statistics analysis (Principal Components Analysis, Cluster Analysis, Anova, others) were of great help for establishing relationships between geological variables and native vegetation.

The first geochemical characterization of the Quaternary deposits of Matagusanos is carried out in this study, in order to know the existence or not of anomalies. Samples vesicular horizons were underwent to ICP-OES tests in order to determine the presence of chemical elements, such as Ba, Cr, Cu, Pb, Zn and others.

The results indicated that the values found are not in quantities harmful to human health, as establishes in Environmental Protection Law for mining activity (N ° 25 585). This study is an important advance in the knowledge of Quaternary Geology and how the analysis of geomorphological and edaphological characteristics as well as vegetation properties of the Matagusanos basin, constituting an important basic tool for environmental planning.

## ÍNDICE

### CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1	<b>Fundamentación</b>	10
1.2	<b>Objetivos generales y específicos</b>	13
1.3	<b>Organización de la tesis</b>	14

### CAPÍTULO II: MARCO CONCEPTUAL

2.1	<b>Conceptos relevantes de Geomorfología</b>	17
2.1.1	Erosión, Transporte y Sedimentación	17
2.1.2	Abanicos aluviales	17
2.1.3	Pavimentos del desierto (PD)	18
2.1.4	Barniz desértico (BD)	19
2.1.5	Glacis y Pedimentos	19
2.1.6	Geomorfometría	20
2.1.7	Perfil longitudinal, nivel de base e hipsometría	21
2.2	<b>Conceptos de Edafología</b>	22
2.2.1	Relación paisaje-suelo	22
2.2.2	Características internas de los suelos	23
2.2.3	Entisoles	25

### CAPÍTULO III: ÁREA DE ESTUDIO

3.1	<b>Antecedentes de la temática geomorfológica y edafológica, en las cercanías a la ciudad de San Juan</b>	28
3.2	<b>Ubicación y vías de accesos</b>	30
3.3	<b>Estratigrafía</b>	33
3.3.1	Paleozoico inferior	34
3.3.1.1	<i>Formación La Laja</i>	34
3.3.1.2	<i>Formación Zonda</i>	35
3.3.1.3	<i>Formación La Flecha</i>	35
3.3.1.4	<i>Formación La Silla</i>	36
3.3.1.5	<i>Formación San Juan</i>	36

3.3.2	Paleozoico medio	36
3.3.2.1	<i>Formación Tambolar</i>	36
3.3.2.2	<i>Formación Talacasto</i>	37
3.3.2.3	<i>Formación Punta Negra</i>	37
3.3.3	Paleozoico superior	38
3.3.3.1	<i>Formación La Dehesa</i>	38
3.3.4	Neógeno	39
3.3.4.1	<i>Formación Albarracín</i>	39
3.3.4.2	<i>Dacitas y Andesitas de Ullum</i>	40
3.3.4.3	<i>Formación Loma de Las Tapias</i>	41
3.3.4.4	<i>Fm Mogna</i>	41
3.3.5	Pleistoceno-Holoceno	42
3.3.5.1	<i>Formación Valentín</i>	42
3.3.5.2	<i>Depósitos Coluviales y Aluviales</i>	42
3.4	<b>Tectónica</b>	43
3.5	<b>Clima</b>	48
3.6	<b>Contexto Fitogeográfico</b>	49

## CAPÍTULO IV: MATERIALES Y METODOLOGÍA

4.1	<b>Materiales</b>	51
4.1.1	Imágenes Satelitales	51
4.1.2	Modelos Digitales de Elevación (MDE)	51
4.1.3	Software usado	52
4.2	<b>Metodología</b>	52
4.2.1	Mapeo Geomorfológico	52
4.2.1.1	<i>Morfogénesis y Morfocronología</i>	53
4.2.1.2	<i>Análisis morfodinámico de las geoformas</i>	57
4.2.2	Caracterización morfométrica	57
4.2.2.1	<i>Gradiente del perfil longitudinal del cauce (SL)</i>	61
4.2.2.2	<i>Integral de Strahler</i>	62
4.2.2.3	<i>Índice de potencia fluvial (SPI)</i>	63
4.2.3	Sitios de muestreo	63

4.2.3.1	<i>Trabajo de campo</i>	64
4.2.4	Descripción edafológica	65
4.2.4.1	<i>Ensayos de laboratorio</i>	66
4.2.4.2	<i>Caracterización geoquímica</i>	70
4.2.5	Levantamiento de datos de vegetación	71
4.2.5.1	<i>Riqueza y Diversidad</i>	72
4.2.6	Análisis Estadístico	73

## **CAPÍTULO V: GEOMORFOLOGÍA DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DE MATAGUSANOS**

5.1	<b>Introducción</b>	75
5.2	<b>Unidades Geomorfológicas</b>	78
5.3	<b>Geoformas erosionales-exhumadas por tectónica</b>	78
5.4	<b>Geoformas fluviales</b>	86
5.5	<b>Geoformas poligenéticas</b>	105
5.6	<b>Geoformas lacustres</b>	106
5.7	<b>Geoformas de remoción en masa</b>	109

## **CAPÍTULO VI: MORFOMETRÍA DE LA CUENCA DE MATAGUSANOS**

6.1	<b>Introducción</b>	110
6.2	<b>Morfometría de la cuenca de Matagusanos</b>	111
6.3	<b>Morfometría de las subcuencas de Matagusanos</b>	116
6.3.1	Subcuencas	116

## **CAPÍTULO VII: SUELOS DE LA CUENCA DE MATAGUSANOS**

7.1	<b>Introducción</b>	156
7.2	<b>Suelos áridos</b>	159
7.3	<b>Perfiles de suelos típicos de cada unidad geomorfológica</b>	160
7.4	<b>Horizontes vesiculares (A<sub>v</sub>)</b>	168
7.5	<b>Geoquímica de horizontes superficiales</b>	172
7.5.1	Presencia de metales pesados	174
7.5.2	Análisis por elementos	175

## **CAPÍTULO VIII: CARACTERÍSTICAS DE LA FLORA SOBRE DEPÓSITOS CUATERNARIOS**

<b>8.1 Estructura y composición de la vegetación</b>	<b>184</b>
--	------------

## **CAPÍTULO IX: ESTADÍSTICA**

<b>9.1 Análisis multivariado</b>	<b>193</b>
9.1.1 Análisis de Componentes Principales	193
9.1.2 Análisis de Clúster	204
9.1.3 Análisis de la vegetación	205

## **CAPÍTULO X: DISCUSIÓN**

<b>10.1 Análisis hipsométrico de la cuenca de Matagusanos y las subcuencas que la conforman</b>	<b>208</b>
<b>10.2 Evolución geomorfológica durante el cuaternario</b>	<b>211</b>
<b>10.3 Características de los suelos áridos de Matagusanos</b>	<b>213</b>
<b>10.4 Respuestas de la vegetación a parámetros geomorfológicos y de suelos</b>	<b>221</b>

<b>CAPÍTULO XI: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</b>	<b>223</b>
--	------------

<b>AGRADECIMIENTOS</b>	<b>231</b>
------------------------	------------

<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	<b>233</b>
---------------------	------------

## CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

### 1.1. Fundamentación

El crecimiento demográfico en las provincias del oeste argentino es considerablemente elevado y en particular en la Provincia de San Juan, ya que el número de habitantes, según el último censo del año 2010, fue de 681 055, se espera que la población superará el millón de habitantes para el año 2023, por lo que el Gobierno provincial está creando un Plan Estratégico de Desarrollo Territorial sostenible en el tiempo. Nuestro país acordó con los países de la ONU cumplir con algunos objetivos para el año 2030. Entre los objetivos de desarrollo sostenible (ODS), está el uso de la tierra y agricultura, con el fin de un uso sostenible de ecosistemas, gestión de bosques, lucha contra la desertificación y pérdida de biodiversidad. El plan Argentina Innovadora 2020 (<http://www.argentinainnovadora2020.mincyt.gob.ar/>), contempla como estratégico el estudio y evaluación del ambiente y el desarrollo sustentable.

Los SIG han permitido el avance de nuevos enfoques para representar las formas del relieve (Vitek *et al.*, 1996), se considera que la combinación de SIG y trabajo de campo tiene un gran potencial en el análisis de sistemas complejos y es particularmente apropiado para el estudio de sistemas geomorfológicos activos (Gustavsson *et al.*, 2006; Gustavsson *et al.*, 2008).

El mapeo geomorfológico es una herramienta clásica para representar la distribución espacial de las formas y procesos del terreno (Theler *et al.*, 2010). Sin embargo, los métodos clásicos pueden tener sus limitaciones. Por ejemplo, la cartografía geomorfológica es un trabajo que requiere mucho tiempo y que puede ser bastante difícil en las zonas escarpadas de montaña (Kienholz, 1978; Klimaszewski, 1982; Otto y Dikau, 2004; Van den Eeckhaut *et al.*, 2005; Gustavsson *et al.*, 2006, 2008; Van Asselen y Seijmonsbergen, 2006).

Si bien los mapas geomorfológicos proporcionan una imagen instantánea de sistemas geomorfológicos complejos y dinámicos (Van Asselen y Seijmonsbergen, 2006), generalmente son insuficientes para representar satisfactoriamente



entornos dinámicos como las cuencas torrenciales de zonas áridas, especialmente porque sus formas terrestres relacionadas (canales temporales, abanicos aluviales, llanuras de inundación, terrazas, barrancos, etc.), pueden cambiar muy rápidamente en una escala temporal y espacial corta (Bonnet-Staub, 2001; Bardou, 2002; Theler y Reynard, 2008).

Es indudable que la cartografía, constituye un instrumento imprescindible para la toma de decisiones en la planificación territorial. Las unidades geológicas cuaternarias y geomorfológicas representadas en un mapa, aportan una información de evidente interés científico. A menudo son otras lecturas interpretativas, planteadas desde distintas perspectivas sociales y económicas, las que otorgan un valor añadido a los datos geológicos y geomorfológicos contenidos en los mapas. La ausencia de cartografía actualizada y digital no contribuye a una organización espacial adecuada en el uso del territorio y de las tierras. Por tal motivo la realización de estudios geomorfológicos y de la geología del Cuaternario es considerada básica e importante en su aporte a las planificaciones estratégicas de cualquier sociedad.

La cartografía geomorfológica desempeña un papel importante en la comprensión de los procesos de la superficie de la Tierra, la geocronología, los recursos naturales, los peligros naturales y la evolución del paisaje (Bishop *et al.*, 2004). Esto implica la división del terreno en unidades o entidades espaciales conceptuales basadas en criterios que incluyen morfología (forma), genética (proceso), composición y cronología, asociaciones de sistemas ambientales (Flores *et al.*, 2016; Flores y Ocaña, 2018) (cobertura de la tierra, suelos, ecología) como así también las relaciones entre la topografía y las características de las formas del relieve (Bishop *et al.*, 2012; Ocaña *et al.*, 2018a).

Cada UG es también denominada unidad ambiental (UA) (Zonneveld, 19769, porque se reconocen en ellas propiedades y características internas específicas, que permiten proponer un uso y una resiliencia (respuesta) a los agentes externos naturales o antrópicos inducidos o provocados. De este modo una UG es una unidad geológica ambiental con una respuesta o capacidad de respuesta frente a

los impactos antrópicos tales como, contaminación y uso antrópico. El mosaico de UGs es en definitiva un mapa que muestra al lector la dinámica de los sistemas, brindando la posibilidad de una planificación en el desarrollo de las regiones de forma sustentable en el tiempo. Se considera a la UA como un área geográfica homogénea, a la escala de trabajo, tanto en sus características físicas como en la respuesta a diferentes factores (Martínez Carretero, 2007). Por lo tanto, una UA se diferencia de otra por sus características físicas y bióticas. En el sentido de Zonnerved, 1969, la UA es una UG.

Este estudio integra dos aspectos de la metodología del análisis geomorfológico; en primer lugar, el análisis de los datos de teledetección y la cartografía regional disponible. En segundo lugar, una interpretación a nivel de detalle de patrones y procesos geomorfológicos logrados por trabajo en campo.

El valle de Matagusanos es la región propuesta para desarrollar el estudio sobre la geología del Cuaternario, allí la información cartográfica digital es escasa, existiendo trabajos vinculados al análisis de tectónica y estratigrafía principalmente. Precisamente el conocimiento geomorfológico es la base para otros estudios aplicados tales como, distribución físico-espacial de suelos, aptitudes de tierras y terrenos, investigaciones de impacto ambiental, toxicidad de suelos y de napa freática, entre otros. Además, para prevenir o mitigar daños producidos por peligros naturales, principalmente por inundaciones y sismos.

## 1.2. **Objetivos**

### General

Estudiar la Geología del Cuaternario, apoyada en análisis geomorfológicos y edafológicos de la región Matagusanos-Ullum, como herramienta para la planificación territorial en zonas áridas.

### Específicos

- Generar cartografía geomorfológica digital del área de estudio, mediante el uso de técnicas tradicionales de mapeo, y fotointerpretación en el marco de un Sistema de Información Geográfica (SIG).
- Determinar la morfometría de la cuenca de la zona de trabajo y las principales subcuencas, a partir de Modelos Digitales de Elevación (MDE).
- Realizar el análisis edafológico de las principales unidades cartografiadas de edades Cuaternarias y caracterizar la geoquímica de la cuenca Matagusanos a partir de muestras de campo.
- Análisis de la distribución de la vegetación nativa en UGs Cuaternarias.
- Comportamiento del sistema natural, usando análisis estadístico, involucrando las variables medidas de UGs, suelos y vegetación, con el fin de establecer correlaciones entre ellas.
- Proponer lineamientos territoriales, para el sector en estudio que servirá de aporte a todo proyecto de planificación y desarrollo estratégico, propuesto por el Gobierno de la Provincia de San Juan.
- Contribuir al conocimiento de la Geología del Cuaternario y al desarrollo de investigaciones multidisciplinarias aplicadas al Ambiente.

### 1.3. Organización de la tesis

El organigrama que se presenta en la Figura 1.1, resume el conjunto de acciones que se requieren para que, de forma organizada, se logren alcanzar los objetivos propuestos. El objetivo principal, es considerado como la meta fundamental de la tesis. También se visualizan las principales tareas metodológicas que involucran actividades de gabinete, de campo, de laboratorio y posterior procesamiento de datos obtenidos. Luego se presentan los resultados, se analizan y discuten. Por último, se brindan las conclusiones más relevantes y se proponen lineamientos relacionados a planificación territorial.

El informe de tesis se encuentra organizado en once capítulos. De acuerdo con una secuencia de etapas que se cumplieron para la realización, quedando compuesta por: introducción, marco conceptual, área de estudio y materiales y métodos forman parte de la primera etapa. Estas secciones ayudarán a comprender la forma en que se fue estructurando este trabajo.

Los resultados comienzan en el quinto capítulo, que consiste en determinar la secuencia cronológica relativa y análisis de UGs de edades cuaternarias, las cuales son divididas de acuerdo con la posición que ocupan respecto a dos sistemas de fallamiento importantes de Precordillera Oriental como: el sistema Los Blanquitos, al oeste de la depresión de Matagusanos y el sistema Villicum-Zonda hacia el este.

En el sexto capítulo se presentan los análisis morfométricos de la cuenca de Matagusanos y sus subcuencas, como así también la aplicación de algunos índices muy importantes que nos ayudan a entender el grado de evolución de ellas, a partir de puntos de resaltos topográficos, que influyen en el gradiente del perfil longitudinal del cauce, el índice de potencia fluvial y curvas hipsométricas, a lo largo de los cauces de mayor orden.

En el séptimo capítulo se muestra una descripción de los suelos desarrollados sobre los niveles de abanicos aluviales y de acuerdo con sus características establecidas en laboratorio, se los clasifica taxonómicamente. Los horizontes

vesiculares ( $A_v$ ) son descriptos de forma diferencial y algunas muestras de ellos, se usaron para cuantificar los elementos químicos por el método ICP-OES.

El octavo capítulo está destinado al conocimiento de la vegetación y la relación que tiene con los horizontes superficiales y con los niveles aluviales de la zona de trabajo.

El noveno capítulo exhibe los análisis estadísticos multivariados, los datos contemplados corresponden a 73 puntos de observación (latitud, longitud, altura, horizonte  $A_v$  (espesor), CE, pH, arena, limo, arcilla, carbonatos, roca, sedimento, mantillo, vegetación, riqueza y diversidad), con el fin de establecer relaciones entre el desarrollo de suelo con la textura y las propiedades químicas, pavimentos del desierto (PD) y vegetación.

El décimo capítulo está destinado a la discusión sobre los resultados obtenidos en este trabajo, incluyendo las interpretaciones e implicancias de investigación con respecto a trabajos de múltiples autores dedicados a la temática en esta misma zona de trabajo y en otras ubicadas en distintos sitios áridos del mundo.

El último capítulo contiene las principales conclusiones obtenidas a partir del análisis de los resultados, proponiendo también lineamientos para proyectos de ordenamiento territorial y posibles investigaciones del comportamiento de sistema natural a partir del estudio de procesos geomorfo-pedogenéticos.

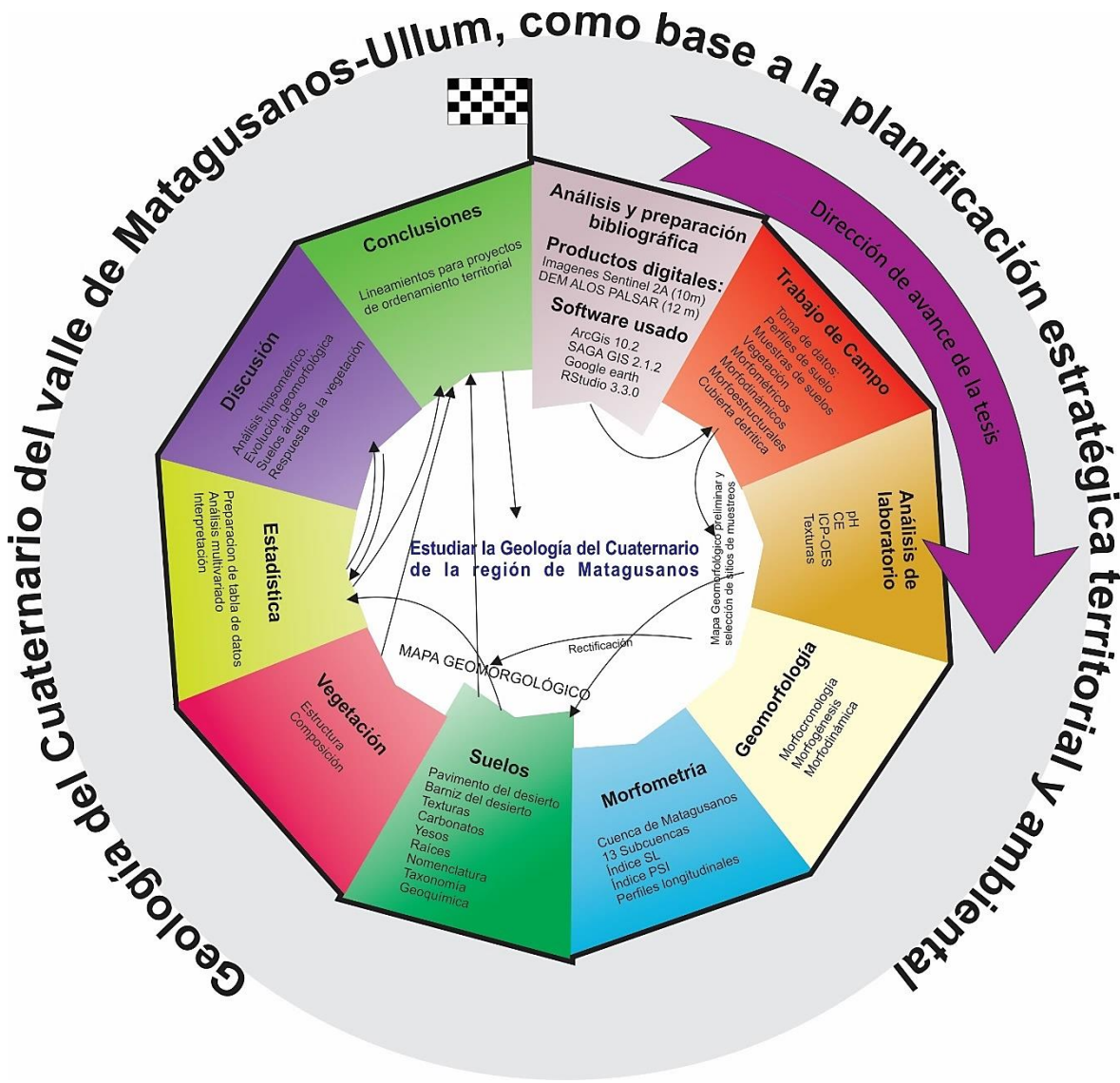


Figura 1.1. Pasos y etapas que se llevaron a cabo para cumplir con los objetivos propuestos en este trabajo.

## **CAPÍTULO II: MARCO CONCEPTUAL**

### **2.1. Conceptos relevantes de Geomorfología**

#### **2.1.1. Erosión, Transporte y Sedimentación**

Según se expresa en Gutiérrez Elorza (2008), estos tres mecanismos se consideran básicos para la formación de depósitos. En este caso las rocas que conforman las unidades montañosas elevadas son meteorizadas y erosionadas, luego esto es transportado por acción fluvial o eólica y sedimentados (última etapa de la morfogénesis) en ambientes transicionales pedemontanos o de planicies.

La erosión es el desgaste que se ocasiona en la superficie de un cuerpo por agentes externos como lo son por ejemplo el viento, hielo y agua, mediante la remoción fisicoquímica de depósitos consolidados o inconsolidados.

El transporte consiste en una traslación de materiales, ocasionada por la erosión y meteorización. Este transporte se puede realizar por: arrastre, saltación, suspensión y disolución.

La sedimentación es el proceso por el cual se deposita el producto de los materiales transportados. La sedimentación química se da por precipitación de sales disueltas y la sedimentación física se da por decantación de la carga que lleva un flujo en suspensión.

#### **2.1.2. Abanicos aluviales**

La generación de abanicos aluviales, en regiones áridas, generalmente son atribuidos a condiciones climáticas (Bull, 1964; Bull, 1977). Los sedimentos originados por distintos procesos erosivos, en las áreas de aporte de las cuencas, se depositan en los sitios topográficamente bajos o también conocidos como áreas de acumulación. Estos depósitos de acumulación pueden conformar diversas formas agradacionales tales como: conos de talud, abanicos aluviales, lóbulos de tamiz y terrazas, entre otras. El ambiente de piedemonte se caracteriza por una granulometría gruesa de sus depósitos, composición inmadura de los clastos, elevadas tasas de sedimentación y alta energía de las corrientes que transportan



los sedimentos (Bluck, 1964; Suriano y Limarino, 2006; Suriano y Limarino, 2009). Los abanicos aluviales son unidades de relieve integrantes de los piedemontes y son considerados como sistemas de transferencia de materiales erosionados y transportados desde las áreas montañosas hacia cuencas adyacentes (Graff, 1988). Su creación es el resultado de una compleja interacción de clima y tectónica, explicada por medio de las características topográficas y la geología e hidrología de la cuenca, por procesos de erosión y depósito (Petts y Foster, 1985, Morisawa, 1985; Harvey, 1989; Harvey, 1997).

Los abanicos aluviales generalmente tienen pendiente longitudinal baja, el desarrollo de estos indica ausencia de obstáculos y esta situación facilita el desarrollo longitudinal. Su estudio tiene muchas aplicaciones prácticas. En Argentina han sido estudiados por múltiples investigadores en las últimas décadas (Ortiz *et al.*, 1977; Dom, 1994; Iriondo, 1988; Iriondo, 2010; Suvires, 2014).

Los flujos de alta velocidad, cargados de sedimentos, ocasionan inundaciones en los abanicos aluviales activos. Erosionan los depósitos, y pueden cambiar de posición durante las inundaciones. Esto representa una alta complejidad para la caracterización y gestión de los abanicos aluviales de zonas áridas. Las inundaciones en abanicos aluviales pueden provocar cambios en la superficie y alteraciones en el patrón de drenaje que invalidan el uso posterior de supuestos topográficos e hidráulicos previos a las mismas. Los abanicos aluviales han sido un importante tema de investigación durante los últimos años. Las descripciones y análisis de los abanicos aluviales de los desiertos han sido con cierta frecuencia utilizados en el contexto de trabajos geológicos de Argentina, relacionados con su estratigrafía, geomorfología, morfometría, peligrosidad, entre otros. (Iriondo *et al.*, 2000; Suriano y Limarino, 2009; Pittaluga y Suvires, 2010; Suvires, 2014; Esper Angillieri y Perucca, 2015).

### 2.1.3. Pavimentos del desierto

Los PD son rasgos superficiales en las depresiones y piedemontes y tienen un importante rol en la dinámica de los procesos geomórficos, hidrológicos, edáficos y ecológicos (McFadden *et al.*, 1998). Estas formaciones superficiales están

constituidas por fragmentos rocosos, angulosos o redondeados, englobados en una matriz de material más fino de tamaño arena, limo y arcilla y se desarrollan sobre antiguos abanicos aluviales, terrazas, niveles de pedimentos o glacis sobre laderas. Se conocen también con el nombre de *gibber* en Australia, *hamada*, *reg* y *serir* en el Sahara (Mabbut, 1977). En cuanto a las relaciones PD-suelos, éstos expresan una asociación compleja de relieve y de elementos hidrológicos influidos por sus características superficiales (Wood *et al.*, 2005).

#### 2.1.4. Barniz desértico (BD)

En las regiones áridas se reconoce, con relativa frecuencia, la existencia de una fina película de tonos oscuros sobre los materiales aflorantes, denominada BD. El color dominante es negro o marrón y se debe a un enriquecimiento en Mn y Fe. La película de BD es muy fina y varía mucho su espesor (0,002-0,5 mm). Por lo general, se desarrolla en cualquier tipo de rocas, pero mejor desarrollado en las silicatadas. El BD está formado por Si, Al, Mn y Fe, como constituyentes fundamentales y además tiene Ca, K, Na, Ba, Ti, Sr y Cu.

Los estudios indican que normalmente no aparece BD en materiales holocenos, lo que indica que se necesitan al menos 10 000 años para su generación. Hoy en día se conoce que los constituyentes del BD derivan de fuentes externas, por aportes de polvo eólico o por transporte hídrico en disolución. Los periodos de menor acumulación de Mn corresponden a fases áridas o interpluviales y, por el contrario, aquellas etapas en las que la relación Mn/Fe aumenta son indicadores de una fase más húmeda, pluvial o lacustre, en la que la deflación eólica disminuye por la expansividad de los lagos. (Gutiérrez Elorza, 2008)

#### 2.1.5. Glacis y Pedimentos

El relieve positivo del oeste de Argentina puede ser clasificado desde el punto de vista geomorfológico en: Montañoso, Pedemontano y Llanura. Los piedemontes conforman, la transición entre las zonas elevadas y las llanuras, los procesos que imperan en estas geoformas pueden ser erosivos o acumulativos y, además, reciben los flujos hídricos con cargas sólidas provenientes desde regiones elevadas

topográficamente. En estos piedemontes pueden originarse rampas de erosión-acumulación, por lo tanto, las formas originadas pueden ser erosivas, como los glaciares o pedimentos, y deposicional, como lo son los abanicos aluviales (Aparicio, 1966; Regairaz *et al.*, 1987; Gutiérrez Elorza, 2008).

Dresch (1983), se refiere a los glaciares como formas con perfil longitudinal ligeramente cóncavo y con pendiente inferior a 6°. Tricart y Cailleux (1969) da un concepto muy similar y añade que podrían estar cubiertos por una película de detritos poco potente. Gilbert (1877) lo define como una forma plana en el piedemonte que bisela el sustrato rocoso y puede estar cubierto por una capa detrítica que preserva esta forma, y se separa del frente montañoso por un cambio en la pendiente llamado *Knickpoint*.

El término glacis o pedimento, ocasionó confusión por largos periodos de tiempo y motivó a Tricart y Cailleux (1969), a utilizar el término glacis en sentido descriptivo y pedimento como una traducción americana. Gallart Galleco (1977) propone que la diferencia entre glacis y pedimento, más allá de la dureza de la roca infrayacentes que biselan, está en función de la edad de la forma: los glaciares son cuaternarios, mientras que los pedimentos son neógenos o más antiguos, y de dimensiones mayores.

#### 2.1.6. Geomorfometría

La Geomorfometría es una subdisciplina de la geomorfología que tiene por objeto la descripción cualitativa y análisis cuantitativo de las geoformas presentes, mediante mediciones en los paisajes (Pike y Dikau, 1995; Strahler, 1964), principalmente analizando las variaciones de las elevaciones en función de distancias. Cuenta con bases multidisciplinarias como: Geología, Geomorfología y Matemática, entre otras.

Una cuenca hidrográfica es un territorio drenado por un único sistema de drenaje natural, es decir, que drena sus aguas al mar a través de un único río (drenaje exorreico), o que vierte sus aguas a un lago o barreal (drenaje endorreico). Una cuenca hidrográfica es delimitada por la línea de las cumbres, también

llamada divisoria de aguas (Strahler, 1952; Schumm, 1954; Strahler, 1964). El uso de los recursos naturales se regula administrativamente separando el territorio por cuencas hidrográficas, y con miras al futuro las cuencas hidrográficas se perfilan como las unidades de división funcionales con más coherencia, permitiendo una verdadera integración social y territorial por medio del agua.

La caracterización de cuencas, desde el punto de vista geométrico es muy útil como trabajo previo para comprender el funcionamiento de éstas y constituye un aporte para trabajos aplicados de diversas ramas. El uso de este método geométrico aplicado, se encuentran publicados en numerosos artículos científicos tales como: Miller (1953), Gregory y Walling (1973), Majumdar (1982), Moussa (2003), Esper Angillieri (2012), entre otros.

En este trabajo los (MDE), constituyen un componente fundamental, principalmente aquellos que cuentan con alta resolución espacial para trabajos de detalles. Tienen amplias aplicaciones ya que se logra un gran conocimiento de la superficie de la zona de trabajo, especialmente referido al comportamiento del sistema hídrico.

#### 2.1.7. Perfil longitudinal, nivel de base e hipsometría

El perfil longitudinal de un río es la línea obtenida a partir de la unión de puntos de altura, desde su nacimiento hasta la desembocadura. Es decir, que el río tiene un gradiente hacia los lugares más bajos, por lo que frecuentemente sufren de encajamiento. El perfil longitudinal tiene una geometría cóncava, sin embargo, suelen existir anomalías, que frecuentemente se vinculan con actividad tectónica, depósitos de remoción, rocas duras aflorantes, etc. Esto es conocido como *knickpoints* (von Engel, 1940).

El nivel de base se constituye de las mínimas alturas, en este caso de estudio corresponde al semibolsón de Matagusanos. Este semibolsón captura, por erosión remontante, la divisoria de aguas de los ríos que drenan desde las cabeceras (sierra de Villicum, lomas de la Dehesa, Sierra de la Dehesa, Sierra de la Cantera, entre otras). Si el nivel de base cambia (sube o baja), los ríos tienden a ajustarse al

perfil de equilibrio mediante transformaciones en el sistema de canales o modificaciones en la pendiente del canal por erosión o sedimentación.

La hipsometría puede evaluarse a través de la curva hipsométrica e integral de Strahler, las mismas se explican considerando el grado de disección de la cuenca de drenaje y la edad relativa del relieve. Este tipo de análisis es fundamental para determinar la influencia de la litología, tectónica y el clima en la evolución del relieve (Lifton y Chase, 1992; Weissel *et al.*, 1994; Moglen y Bras, 1995).

La comparación de las formas de las curvas hipsométricas para diferentes cuencas desarrolladas en condiciones geológicas, geomórficas y climáticas similares, proporciona una visión relativa de la historia erosional y los procesos de degradación de las cuencas de drenaje. Además, la forma de una curva hipsométrica es un indicador importante, para reconocer la etapa de erosión de la forma de la tierra y el proceso de evolución con respecto al ciclo fluvial de la erosión o también el tiempo geológico necesario para reducir la elevación del terreno al nivel base (Strahler, 1952).

## **2.2. Conceptos de Edafología**

### **2.2.1. Relación paisaje-suelo**

Geoformas y suelos son los componentes esenciales de la epidermis de la tierra (Tricart, 1972), y comparten la interfase entre litósfera, hidrósfera, biósfera y atmósfera. En la naturaleza, resulta a veces difícil separar categóricamente el dominio de un objeto del dominio del otro, porque los límites entre ambos son difusos; geoformas y suelos se interpenetran simbióticamente. Esta integración de objetos que coexisten y coevolucionan en la misma película superficial de la tierra ha fomentado el estudio de las relaciones entre ambos.

El análisis de las relaciones e interacciones entre geoformas y suelos y la aplicación práctica de estas relaciones en cartografía de suelos y en estudios de riesgos naturales han recibido varias denominaciones tales como pedogeomorfología, morfopedología y geopedología, entre otras, denotando la transdisciplinariedad de los enfoques. Por ejemplo, Pouquet (1966), pone énfasis en el componente

pedológico e implementa la geopedología como un enfoque para el levantamiento de suelos y para los estudios de erosión y conservación de suelos. En contraste, Tricart (1962, 1965, 1994), pone el acento en el componente geomorfológico.

Las relaciones entre geomorfología y pedología como disciplinas científicas, y entre geoforma y suelo como objetos de estudio de estas disciplinas, pueden enfocarse desde dos puntos de vista de acuerdo con el centro de interés y al peso que se le da a una u otra disciplina. En un caso, se pone énfasis en el estudio de las geoformas y se utiliza información de suelo para contribuir a resolver cuestiones de índole geomorfológica como, por ejemplo, caracterizar las geoformas o estimar la evolución del paisaje. En el otro caso, el interés se centra en el estudio de la formación, evolución, distribución, y cartografía de los suelos con la contribución de la geomorfología. (Zinck, 2012).

#### 2.2.2. Características de los suelos áridos

Los suelos de regiones áridas presentan un cierto número de características tales como: lenta evolución, profundidad reducida, materia orgánica poco abundante y superficial, estructura generalmente poco definida, elementos minerales sin alteración, además contienen coloides arcillosos estables. Una característica de estos suelos, son los elementos solubles que se encuentran concentrados en superficie o parcialmente lavados y acumulados, hasta dar origen a nódulos o costras calcáreas, yesosas o salinas (Wells *et al.*, 1985; McFadden *et al.*, 1986, McFadden, 2013).

Los suelos jóvenes poco evolucionados y esqueléticos, dependen esencialmente de los puntos de vista fisicoquímico y de la naturaleza de la roca madre. También dependen del punto de vista biológico, aun cuando un hecho esencial sea la debilidad e irregularidad de las lluvias y su carácter concentrado en el tiempo. La distribución de carbonato y de sales solubles en los diversos suelos, son propios de las regiones áridas. Las sales solubles son generalmente lavadas, pero pueden acumularse en superficie, ya sea en ciertos periodos, en suelos limosos, o bien en todo momento, en suelos arcillosos. El yeso es generalmente arrastrado en profundidad, aunque también puede dar origen a costras duras ubicadas cerca de

la superficie. El carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ) también tiende a ser lavado, aunque con menor profundidad de alcance (Calmels y Carballo, 1997).

Los Aridisoles, son suelos en los que el agua no está disponible para las plantas mesofíticas durante largos períodos. Sin embargo, debido a la escorrentía o una capacidad de almacenamiento muy baja de los suelos, estos suelos tienen (Soil Survey Staff, 1975):

- Un régimen de humedad áridica y un epipedón ocrílico o antrópico y uno o más de los siguientes con un límite superior dentro de los 100 cm de la superficie del suelo: un cálcico, cámbico, gípsico, nátrico, petrogípsico petrocálcico, o un horizonte sálico o un Duripan o un horizonte argílico, o
- Un horizonte sálico y una saturación con agua dentro de los 100 cm de la superficie del suelo durante un mes o más en años normales.

Debido a un desequilibrio extremo entre la evapotranspiración y la precipitación, muchos Aridisoles contienen sales. El proceso dominante es de acumulación y concentración de productos de intemperismo. Muchos precipitados solubles (ejemplo: sodicidad) pueden ser eliminados o cambiados de concentración a través de la infiltración.

Algunos Aridisoles tienen características heredadas, como un horizonte argílico, que pueden atribuirse a condiciones paleoclimáticas más húmedas del pasado. Hay evidencia, sin embargo, de que también se produjo la iluviación de arcilla durante el Holoceno. Estos atributos de un horizonte argílico, afecta significativamente el uso y manejo de los suelos.

Cuatro de los siete subórdenes se definen sobre la base de la composición y acumulación de la fracción soluble. La meteorización y la translocación de arcilla también tienen lugar en Aridisoles. Dos subórdenes reflejan estos procesos. Los siete subórdenes son:

1. Cryids: Aridisoles en áreas frías.



2. Salids: Acumulación de sales más solubles que el yeso
3. Durids: Acumulación de sílice
4. Gypsids: Acumulación de yeso
5. Argids: Acumulación de arcilla
6. Calcids: Acumulación de carbonatos
7. Cambids: Translocación y/o transformación de material

### 2.2.3. Entisoles

Este tipo de suelos son descriptos a continuación con mayor detalle, debido a que son los que se encuentran en mayor grado de desarrollo en el área de estudio.

También conocidos como suelos aluviales o suelos grises. Se caracterizan por el incipiente desarrollo de los procesos pedogenéticos. Constituyen el orden de suelo con más representatividad cartográfica en el mundo puesto que ocupa una superficie de 21,14 millones de Km<sup>2</sup>, lo que significa aproximadamente un 18,81% de la superficie terrestre emergida. Su principal característica es que son suelos jóvenes sin desarrollo del perfil tipo y no incluye en este orden horizontes diagnósticos (Pereyra, 2012).

Los Entisoles son, de todos los suelos, los que menos han tenido influencia de los factores formadores puesto que aún no se han desarrollado los cambios necesarios para la formación de estos. Las principales causas que explican estas características son: un periodo de formación muy corto (factor tiempo), situaciones de hidromorfismo donde el desarrollo de los horizontes pedogenéticos está ralentizado por la presencia de capas freáticas, abundancia de cuarzo u otros minerales primarios de muy difícil alteración (factor material parental) y aportes de materiales de origen aluvial que van rejuveneciendo el perfil (factor topografía).

Los Entisoles se clasifican en 5 subórdenes:

*Aquens*: están permanente u ocasionalmente saturados por agua y presentan marcados rasgos de redoximorfismo. Se desarrollan en las llanuras de inundación saturadas durante largos periodos de tiempo. Muchos tienen colores abigarrados,

azules y grises, como síntomas de hidromorfismo. Algunos son de reciente formación y sustentan vegetación hidromórfica.

*Arents*: aunque proceden de otros suelos más desarrollados como Alfisoles, Aridisoles, etc. no presentan horizontes de diagnóstico continuos. Puesto que la alteración del perfil original es consecuencia de actividades humanas (laboreo, levantamiento de horizontes petrocálcicos u otras limitaciones al desarrollo radicular) estos suelos presentan en su perfil fragmentos de horizontes antiguos muy desarrollados, como podrían ser horizontes argílicos, cálcicos, duripanes, petrocálcicos, pero estos fragmentos no forman por sí mismos horizontes de diagnóstico. Son frecuentes en zonas transformadas del secano al regadío en donde mediante la aplicación de labores profundas se fragmentan a fin de aumentar la profundidad efectiva del suelo y favorecer el almacenamiento de agua.

*Psamments*: Son arenosos con una textura franco-arenosa fina o más gruesa. Algunos se han formado sobre dunas de arena estabilizada o bien sobre materiales parentales arenosos. En ocasiones se formaron a partir de la alteración física de areniscas como roca madre. Los Psamments tienen una baja capacidad de retención de agua y dada su composición mineralógica son suelos poco fértiles teniendo que utilizarse fertilizantes para su explotación agrícola.

*Fluvents*: Desarrollados sobre materiales aluviales estratificados. Se encuentran formando parte de las vegas y deltas de los ríos, y son suelos muy fértiles cuyo principal uso es la horticultura. La mayoría de los sedimentos aluviales estratificados en el perfil de los Fluvents derivan de los suelos erosionados de los que proceden. Presentan un apreciable contenido de carbono orgánico, distribuido de manera irregular con la profundidad pero que debe mantenerse por encima del 0,2% a una profundidad de 125 cm. Pueden sustentar cualquier tipo de vegetación y presentar cualquier régimen de temperatura del suelo.

*Orthents*: Se han formado sobre superficies erosionadas recientemente y que no han evolucionados más debido a que su posición fisiográfica conlleva una gran inestabilidad del material parental. Se encuentran en cualquier clima y bajo

cualquier vegetación. Los suelos formados con material transportado por el hombre para disminuir las pendientes del lugar.

### CAPÍTULO III: ÁREA DE ESTUDIO

#### 3.1. Antecedentes de la temática geomorfológica y edafológica, en las cercanías a la ciudad de San Juan

La provincia de San Juan, inmersa en un ámbito de alta aridez, corresponde a un desierto de sombra de montaña con precipitaciones inferiores a 100 mm/año. Se destacan dos cuencas hidrográficas principales, una al norte correspondiente al río Jáchal y otra al sur, la del río San Juan (Suvires, 2000). Este último en su trayecto desde los glaciares y nieves de la Cordillera de los Andes hacia su nivel de base transitorio, las lagunas de Guanacache, genera dos importantes oasis, el de Matagusanos-Ullum-Zonda y el de Tulum. Respecto al recorrido del río San Juan el valle de Matagusanos-Ullum-Zonda se encuentra antes que el valle de Tulum, transformando al primer valle en un área prioritaria para la conservación de los recursos, agua y flora. Se considera que esta región es de alta vulnerabilidad ante el desarrollo, si éste no es sostenible o sustentado en un exhaustivo conocimiento de los actuales recursos naturales y de los procesos antrópicos que impactan en la región.

El valle de Ullum-Zonda ha sido estudiado en la década de 1960-1970 intensamente por el Instituto Nacional de Agua, brindando dos tomos de información geológica a nivel superficial y de subsuelo principalmente de la cuenca del río San Juan. Rocca (1968), realizó el estudio hidrogeológico de los valles de Tulum, Ullum y Zonda. El mismo es de gran importancia por sus aportes geológicos al conocimiento de la dinámica de los acuíferos.

Sobre la región de estudio se han llevado a cabo estudios sísmicos y de tectónica de Precordillera Central y Oriental (Paredes *et al.*, 1997; Paredes y Perucca, 2000; Perucca *et al.*, 2013). Se cita además la existencia del Mapa Geológico de la Provincia de San Juan, a escala 1:500.000 (SEGEMAR, 1999).

Regairaz *et al.* (1987), efectuaron una síntesis de las principales unidades y ambientes morfoestructurales de la provincia, señalando que dos tercios de su superficie está ocupada por macizos montañosos, y reconocen hacia el oeste del

territorio un dominio de relieves muy elevados superiores a los 5000 m snm, con un predominio de morfología glacial y periglacial. Hacia el centro de la provincia se ubica la región de la Precordillera y finalmente la región de las Sierras Pampeanas al este, estas últimas son caracterizadas por morfologías fluviales con retrabajamiento eólico.

Los valles aledaños a la zona de estudio corresponden a los valles de Tulum y Ullum-Zonda, ubicados en el centro de las depresiones tectónicas homónimas, son atravesado de oeste a este por el del río San Juan hasta su descarga en las lagunas de Guanacache en el límite con la provincia de San Luis (Aparicio, 1966; Regairaz *et al.*, 1987)

En 1976, el Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) realizó un diagnóstico de los suelos de los valles de Tulum y Ullum-Zonda como trabajo previo a la construcción de la Presa Embalse de Ullum, con el fin de ampliar la red de regadío de la superficie inculta del valle de Tulum. Los suelos son empleados para el cultivo de vid y olivos, y se desarrollan sobre los depósitos del mega abanico aluvial del río San Juan y sobre la antigua llanura de inundación del río San Juan (Suvires, 2014). Están constituidos por capas de gravas intercaladas con arenas, limos y con depósitos de canales abandonados. Estos suelos en el valle de Zonda son altamente permeables, tienen alta pedregosidad y una pendiente media de 0,3% hacia el sureste. Corresponden al Orden Entisol y se destacan los subórdenes TorriFuentes y TorriOrthents (INTA, 1976).

Los suelos del Valle de Tulum tienen su génesis en materiales aluviales y coluviales depositados por el río San Juan en el Cuaternario tardío, se caracterizan por ser jóvenes, con poco desarrollo de horizontes pedogenéticos, típicos de cualquier región árida de clima riguroso y formación aluvional (INTA, 1976; Suvires, 2000). Para clasificar los suelos del valle de Tulum se ha tomado el sistema propuesto por el Departamento de Agricultura de Estados Unidos, denominado “soil Taxonomy” (Soil Survey Staff, 1975).

Suvires (2004), analizó la distribución de los suelos en función del relieve y de los procesos tectónicos que afectan el valle de Tulum, reconociendo tres unidades de

relieve (abanico aluvial del río San Juan, planicie aluvial del río San Juan y la zona de transición entre ambos), las que se asocian con los suelos identificados previamente por INTA (Complejos el Salado, Ramón Franco y Médano de Oro respectivamente). Los procesos neotectónicos jugaron un rol importante, afectando a los aridisoles del complejo Ramón Franco. Éstos sufrieron erosión eólica y quedaron expuestos en superficie los horizontes argílicos, cálcicos y gípsicos, que actualmente se encuentran en posición adyacentes al complejo Médano de Oro.

Pittaluga y Suvires (2011), mediante ensayos y modelos de laboratorio, demuestran que los flujos en la Precordillera Sanjuanina, de distintas densidades y contenidos, en la relación material sólido frente a agua, favorecen la formación de distintos segmentos de abanicos, sin necesidad de la participación de la tectónica.

Suvires *et al.* (2012), estudiaron los subsistemas físico y biótico en el piedemonte occidental de la sierra Chica de Zonda, a través del análisis de los distintos depósitos de abanicos, con ello reconocieron las variables que controlan las amenazas potenciales de aluviones. Este trabajo permitió reconocer estas características y brindar medidas preventivas de control de este peligro natural, tales como proponer la dispersión y revegetación de los sectores analizados, con *Deuterocohnia longipetala* (chaguar), debido a su alta resistencia a las condiciones xéricas, elevada capacidad de fijación y formación de suelos.

Diversas técnicas geofísicas han sido utilizadas para analizar las propiedades de las cuencas subterráneas constituidas por niveles aluvionales cuaternarios y conocer de forma más detallada el flujo y quimismo del agua (Rodríguez *et al.*, 2018; Villaroel *et al.*, 2018)

### 3.2. Ubicación y vías de acceso

El sitio de estudio tiene un área aproximada de 1338 km<sup>2</sup> y se localiza en el sector central de la provincia de San Juan, en el departamento de Ullum. El área está situada en la zona 19J, proyección UTM, Datum WGS84, entre la latitud 6 568 000 mS y 6 514 000 mS y la longitud 501 000 mE y 544 000 mE. Geográficamente la cuenca de Matagusanos está limitada al oeste por la sierra de la Cantera que forma

parte de Precordillera Central, al sur por el río San Juan, al este por la sierra de Villicum que integra la Precordillera Oriental y al norte el límite lo constituye el abanico aluvial del río Talacasto (Figura 3.1).

El semibolsón de Matagusanos se encuentra en el sector central de la cuenca y se llega hasta allí por medio de la ruta nacional N°40. Desde la ciudad de San Juan hay que dirigirse hacia el norte por un trayecto aproximado de unos 50 km. Una vez en este sitio, para acceder hacia algunos puntos de observación, designados en este trabajo, existen algunos caminos no consolidados y en mal estado.



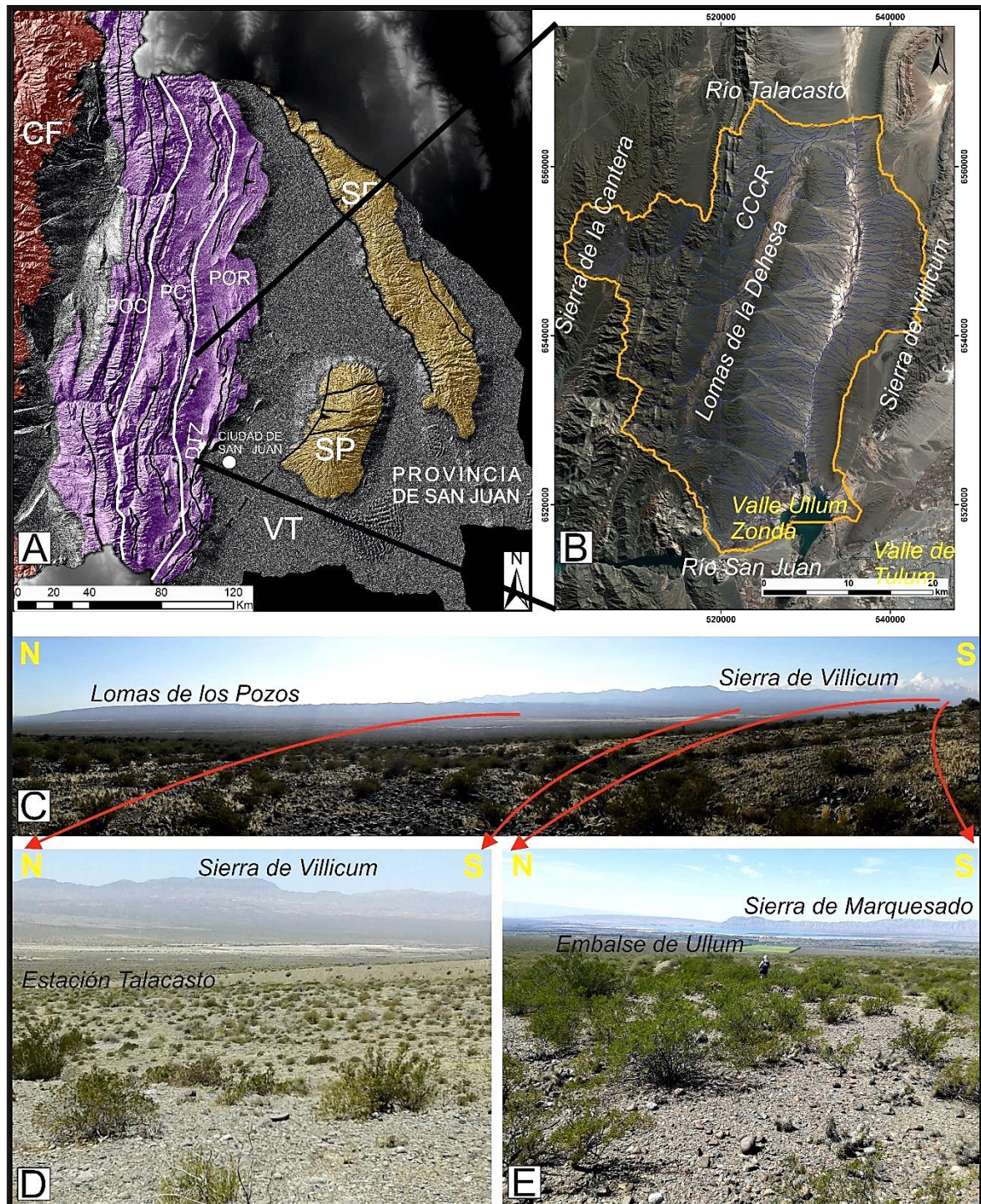


Figura 3.1. Ubicación del área de estudio. A: Principales estructuras y provincias geológicas del sector centro-oeste de Argentina. CF: Cordillera Frontal; POC: Precordillera Occidental; PC: Precordillera Central; POR: Precordillera Oriental; DTZ: depresión tectónica de Zonda; SP: Sierras pampeanas y VT: Valle de Tulum. B: Combinación de bandas 432 (color natural) de la imagen Sentinel 2A. CCCR: cuenca

Campo Ciénaga Redonda. C: Fotografía panorámica del valle Matagusanos. Vista al este. D: Norte de la cuenca, semibolsón de Matagusanos. Al fondo se observa las sierras de Villicum y lomas de los Pozos. E: Vista al este. Sur de la cuenca, Oasis de Ullum-Zonda. Al fondo se observan la sierra de Villicum y las lomas de las Tapias.

### 3.3. **Estratigrafía**

Aquí se describen las principales unidades litoestratigráficas de la zona de estudio para Precordillera Central y Oriental, las mismas están ordenadas de modo cronológico (Figura 3.2).



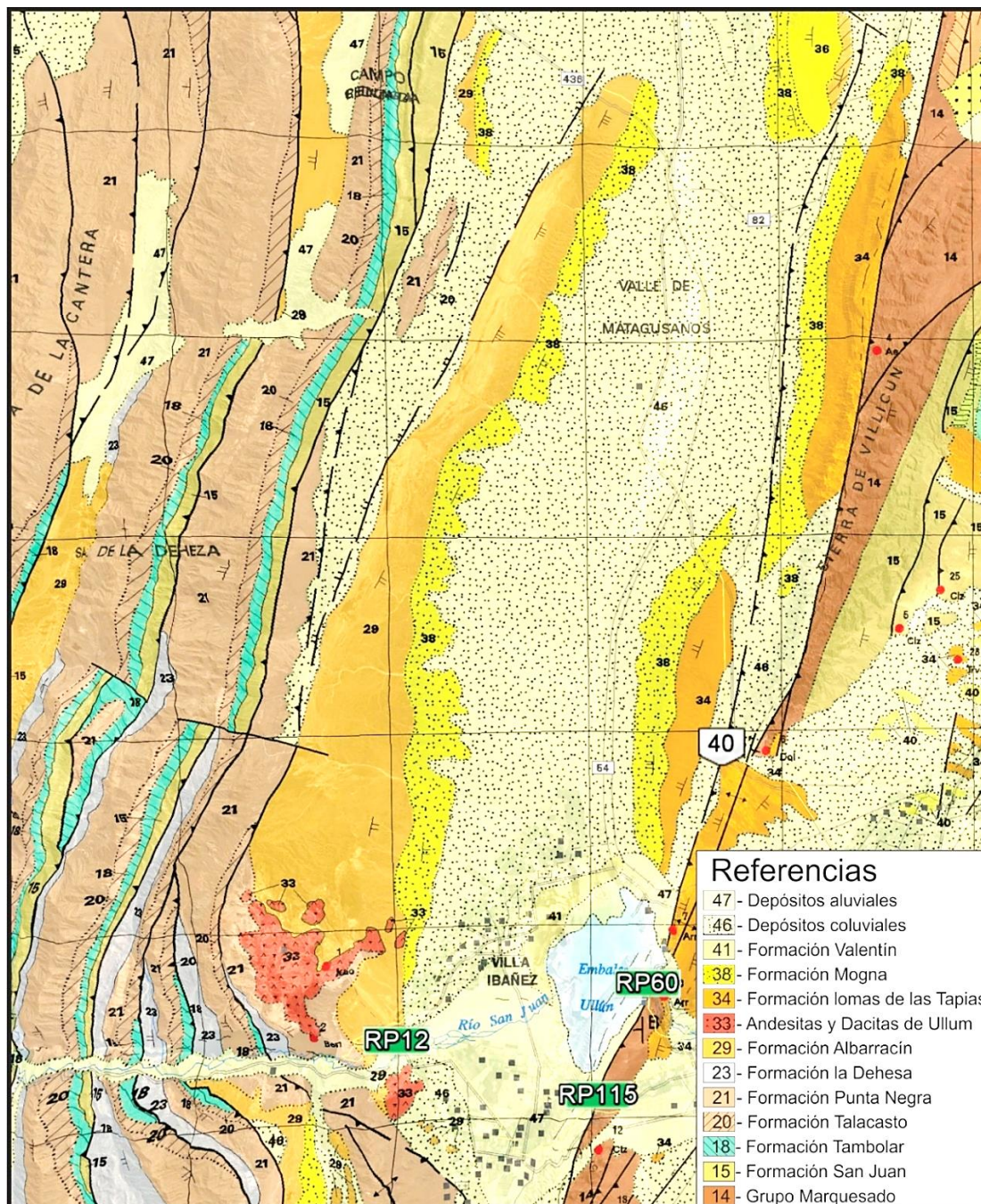


Figura 3.2. Mapa litoestratigráfico del área en donde se encuentra localizada la cuenca de Matagusanos y sus alrededores. Tomado de Ramos y Vujovich (2000).

### 3.3.1. Paleozoico inferior

3.3.1.1. *Formación La Laja* (Borrello, 1962, Bordonaro, 1980): Se encuentra distribuida a lo largo del flanco occidental de las sierras de Villicum, Chica de Zonda y cerro Pedernal. La integran cuatro miembros nominados por Baldi y Bordonaro

(1981) como El Estero, Soldano, Rivadavia y Juan Pobre, que totalizan un espesor aproximado de unos 800 m con calizas, calizas arcillosas y margas. Bercowski *et al.* (1990), reconocieron 6 ciclos somerizantes hacia arriba que comienzan con mudstones-wackestones que pasan a wackestones-packstones bioturbados y finalizan con grainstones oolíticos de un sistema de barras. Originalmente la edad de esta unidad fue considerada como continua desde el Cámbrico inferior tardío (Dyerano) hasta el Cámbrico medio tardío (Marjumiano). Bordonaro (1999) reconoce una interrupción faunística durante el Cámbrico Medio temprano, cuya extensión total aún no ha sido delimitada con exactitud, entre el Miembro El Estero y Soldano. Este hiatus, asimilable al Hiatus Hawke Bay, restringe la edad de la Formación, por ahora, al Cámbrico inferior tardío y al Cámbrico medio tardío.

3.3.1.2. *Formación Zonda* (Bordonaro, 1980): Se halla distribuida en toda la Precordillera Oriental y también en los cerros La Silla y Potrerillos sobre el perfil del río Áspero en Jáchal. Definida por una sucesión de 350 m de calizas dolomíticas y dolomías con estructuras sedimentarias de poca profundidad, con laminación microbial y estromatolitos. Arroqui Langer y Bordonaro (1996) reconocieron ciclos somerizantes originados en un ambiente hipersalino intermareal medio a superior con evidencias de exposición subaérea. Hasta el momento no se han hallado fósiles que permitan precisar su edad, pero por su ubicación estratigráfica se asigna al Cámbrico superior temprano.

3.3.1.3. *Formación La Flecha* (Baldis *et al.*, 1981): Aflora en la mayor parte de la Precordillera Oriental y Central de San Juan y de La Rioja. Con una potencia promedio de 500 m se caracteriza por una alternancia cíclica de calizas y dolomías con chert, con abundantes estructuras microbialíticas, estromatolíticas y trombolíticas con formas muy diversas (Armella, 1994). Keller *et al.* (1989) detectan ciclos somerizantes hacia arriba que varían entre ambientes submareales a supramareales en una plataforma perimareal. La edad de esta Formación se halla dentro del Cámbrico superior, entre el Steptoeano y el Sunwaptano, por la presencia de trilobites (Keller *et al.*, 1994).

3.3.1.4. *Formación La Silla* (Keller *et al.*, 1994): Se distribuye en gran parte de la Precordillera Oriental y Central de San Juan y de La Rioja, desde Guandacol hasta el cerro Pedernal. Está integrada por 400m de calizas con intercalaciones de dolomías laminadas, grainstones peletoidales, grainstones intraclásticos y mudstones, con abundante bioturbación. No se reconocen ciclos sedimentarios. En la base contiene trilobites de la Zona de Saukia del Cámbrico superior (Sunwaptano) y el resto de la unidad contiene conodontes del Ibexiano (Keller *et al.*, 1994).

3.3.1.5. *Formación San Juan* (Kobayashi, 1937): Está integrada por cuatro miembros: calizas con chert, calizas y margas varicolores, calizas lajosas y calizas macizas. Posee un espesor de 400 m, con un miembro inferior macizo correspondiente a un ambiente de plataforma abierta intertidal a subtidal y un miembro superior lajoso o margoso vinculado con una plataforma interna con mayor aporte terrígeno. Se le asigna un rango cronológico desde el Tremadociano superior al Arenigiano inferior con la zona *Oepikodus evae*, en Villicum llega hasta el Llanvirniano inferior con la zona de *Eoplacognatus suecicus* y *Anamitella forteni*, evidenciando una superficie diacrónica al tope de la unidad, en sentido norte-sur. El contenido de CaCO<sub>3</sub> varía entre 95% y 99%, con muy bajos tenores de sílice, óxidos de hierro, aluminio y álcalis.

### 3.3.2. Paleozoico medio

3.3.2.1. *Formación Tambolar* (Heim, 1952): Presenta su sección tipo en el Portezuelo del Tambolar, área del río San Juan. Posee un espesor de 400 metros. Consiste en un conjunto de areniscas finas y pelitas que presentan un arreglo estrato-grano creciente, con capas normalmente gradadas, de estratificación fina y regular, con capas lenticulares de acumulación bioclástica y capas areniscosas con estratificación cruzada. Su base está representada por el "clásico conglomerado silúrico" con clastos de chert, que yace en discordancia erosiva sobre calizas eo-ordovícicas de la Formación San Juan. Sobre la base de la fauna de bivalvos se le asigna una edad silúrica (Wenlockiano - Ludloviano).



3.3.2.2. *Formación Talacasto* (Padua *et al.*, 1967): Esta unidad presenta su sección tipo en la quebrada homónima, donde alcanza un espesor aproximado de 600 metros. Pueden reconocerse en la Formación Talacasto cuatro miembros definidos por Espisúa (1968) y Baldis (1973). Acordando con el criterio sustentado por Astini (1990b), no se incluye en la Formación Talacasto, al Miembro superior de Lutitas Verdes y Moradas definido por Baldis (1975a), por entender que el mismo forma parte, desde el punto de vista del ambiente depositacional, de la Formación Punta Negra, con la que guarda una clara relación de transición litológica, y no con la Formación Talacasto, cuyos depósitos sobreyacen en discontinuidad estratigráfica.

La edad devónica inferior de la Formación Talacasto surge con los estudios de su fauna de braquiópodos, realizados por Amos y Boucot (1965), Levy y Nullo (1970; 1972a, b). Datos, en relación con la fauna de braquiópodos, son aportados por Herrera (1993), quién reconoce, en el tramo basal de la unidad, una asociación integrada por los géneros Sanjuanetes, Spinoplasia, Meristella y Boucotia, que indican una edad lockoviano (no basal), o sea pre-Emsiano. En el tramo medio y superior registra una asociación compuesta por formas de los géneros Australostrophia, Mutationella, Pleurochonetes, <<Eodedonaria>>, Protoleptostrophia, Plicoplasia, Australocoelia, Australospirifer, que indican una edad pragiana a emsiana tardía. La presencia de cuerpos arenosos de marcada extensión regional (Astini, 1990a) en la parte superior de la Formación Talacasto, con estratificación entrecruzada a mediana escala, tangencial a la base, y su asociación con trazas fósiles de Zoophycos (Peralta *et al.*, 1989), sugieren un ambiente de plataforma externa. Esto es coherente con el carácter de comunidades bentónicas de plataforma señalado para algunas asociaciones fosilíferas de la Formación Talacasto (Padua *et al.*, 1967; Baldis, 1975a, b, c). La base de la Formación Talacasto yace en paraconcordancia sobre los depósitos silúricos de las Formaciones Los Espejos y Tambolar, involucrando un hiato extendido entre el Ludlowiano superior y el Lockoviano (Herrera, 1993).

3.3.2.3. *Formación Punta Negra* (Braccacini, 1949): A diferencia de la Formación Talacasto, presenta marcados cambios laterales de facies (Baldis,

1973). González Bonorino (1975) propuso el carácter turbidítico de sus depósitos, en un ambiente de abanico submarino detrítico de plataforma, con aporte del área pampeana. En contrapartida Astini (1990b), interpreta esta unidad como un sistema de fan delta, mientras que Poiré y Morel (1996), en base al estudio de la relación entre procesos sedimentarios, facies sedimentarias y restos de plantas, también concluyen que las sedimentitas de esta unidad se habrían originado en un ambiente depositacional de aguas someras. De los diversos estudios realizados, la única columna estratigráfica conocida de la Formación Punta Negra es la publicada por Peralta y Ruzyski de Berenstein (1990) en el perfil de los Caracoles, entre los ríos Sasso y Sassito, área del río San Juan. La edad devónica media-superior de la Formación Punta Negra es señalada inicialmente por Frenguelli (1951, 1952), Baldi (1973), sobre la base de su contenido paleoflorístico, análisis del tiempo de deposición y relaciones estratigráficas. El hallazgo de una asociación de braquiópodos de la fauna malvinocáfrica en el miembro pelítico inferior de esta unidad, en el área de Pachaco (Peralta *et al.*, 1989), como en la sección del río de Las Chacritas (Herrera y Bustos, 2001), permitiría establecer un entorno de edad entre el Emsiano tardío y el Eifeliano temprano para el tramo basal, por lo que concluyen una edad, para esta Formación, devónico inferior y no habría superado el tope del devónico medio, edad corroborada por Bustos y Astini (1997).

### 3.3.3. Paleozoico superior

3.3.3.1. *Formación La Dehesa* (Cuerda y Furque, 1984): Está representada por una sucesión de areniscas finas rojizas alternadas con limonitas grises verdosas, granodecrecientes, hacia la parte media de la columna estratigráfica presenta lentes de conglomerados con intercalaciones de conglomerados, sabulitas y pelitas carbonosas. Por encima se apoya una sucesión de areniscas rojizas, conglomerados y pelitas continentales correlacionables litológicamente con la Formación Patquía. La Formación La Dehesa posee aproximadamente 550 metros de espesor y es interpretada como de ambiente continental, fluvial-periglacial, con episodios lacustres. La localidad tipo es la quebrada de La Dehesa, mientras que en la quebrada del río Saso y Sasito, aflora como una escama

tectónica. La edad está dada por relación litofacial y se le asigna al Carbonífero medio - superior.

#### 3.3.4. Neógeno

3.3.4.1. *Formación Albarracín* (Leveratto, 1968): El autor divide a esta unidad en tres miembros:

- Miembro Basal: Representado por una alternancia de areniscas, limonitas y conglomerados finos, en capas silicoclásticas de granulometrías variables, con intercalación de niveles tobáceos y tuffíticos, que hacia el techo gradan a conglomerados con mala selección.
- Miembro Tobáceo: Este miembro es el resultado de acumulación piroclástica y está formado por tobas, tufitas y brechas, de color gris blanquecino, areniscas tobáceas y tobas conglomerádicas blanquecinas. Hacia el techo presentan intercalaciones de areniscas, limonitas y conglomerados con clastos de pórfidos, vulcanitas, granitos y grauvacas de la Formación Punta Negra.
- Miembro Conglomerádico: Está representado por paraconglomerados polimícticos, con clastos bien redondeados de riolitas, andesitas, basaltos, brechas volcánicas y granitos, con una potencia aproximada de 700 a 800 m. Leveratto (1976) indica una edad pliocena, para estos depósitos, posteriormente Tabbutt *et al.* (1987) realiza dataciones a la base del miembro tobáceo, que arrojan una edad de  $12,8 \pm 1,4$  Ma., realizadas en trazas de circón. Conforme con estas dataciones Figueroa (1987) y Bercowski *et al.* (1993) obtuvieron resultados similares, mientras que Vergés *et al.* (1999) a diferencia de las anteriores edades, obtuvieron diferentes resultados. Estos autores realizaron dataciones también en el miembro inferior, el cual arrojó edades de entre  $18 \pm 2$  Ma y  $13 \pm 2$  Ma.

El Miembro Medio de la serie fluvial de edad entre  $9 \pm 2$  y  $8 \pm 2$  Ma, esta Formación queda definida como miocena en toda su extensión. Bercowski y Figueroa (1989) proponen una reconstrucción de los mecanismos eruptivos que dieron origen a



estos depósitos. La secuencialidad de los eventos comienza con el ascenso a la superficie de un magma de composición dacítica, con expansión violenta, produciendo una columna eruptiva de tipo pliniana. Posteriormente, la columna colapsa, dando origen a las oleadas piroclásticas de la base de la secuencia, y a los flujos piroclásticos. La Formación Albarracín, tiene su localidad tipo en la quebrada homónima, extendiéndose al norte del río San Juan y al este del cordón de Punta Negra.

3.3.4.2. *Dacitas y Andesitas de Ullum* (Leveratto, 1968): están distribuidas ampliamente en el sector del Complejo Volcánico Ullum - Zonda, representados en los cuerpos subvolcánicos, los cuales se pueden dividir en dos grupos, ubicados en el margen sur y norte del río San Juan. En el margen norte del río San Juan intruyen a las sedimentitas del paleozoico, siendo los más reconocidos el cerro La Sal, La Merced, Las Leñas, Carrizalito, Los Baños y Mogote o cerro Alto Largo. Su composición es, en general, dacítica - andesítica, que en sectores presenta alteración hidrotermal, exfoliación y estructuras de fluidalidad. En el margen sur intruyen a depósitos de la Formación Albarracín y su litología es similar a la presente en la margen norte, pero sin evidencias de alteración hidrotermal, son reconocidas como dacitas - andesitas del cerro Blanco de Zonda. Una característica de estas rocas es la presencia de xenolitos de hasta 30 cm de longitud que provienen del basamento de Precordillera (Abruzzi, 1993). Las dataciones presentadas por Leveratto (1976) indicarían una edad de  $47 \pm 10$  Ma. (K/ Ar en anfíbol) para una dacita del Cerro Blanco de Zonda y una edad de  $16 \pm 2,9$  Ma. (K/ Ar en plagioclasa) para una dacita biotítica al norte del río San Juan. A la primera de estas edades se la considera anómala, dado que podría corresponder a contaminación por lo numerosos xenolitos de anfíbolitas precámbricas. Además, los autores han tenido oportunidad de obtener una nueva edad K/ Ar en anfíbol, en la misma localidad, la que arrojó un valor de  $6,3 \pm 0,7$  Ma. Se interpreta que el Complejo Volcánico se desarrolló entre los 16 y 6 Ma., donde las rocas estarían relacionadas con una continua migración del arco volcánico hacia el antepaís, debido a la horizontalización de la placa durante el Mioceno medio a superior (Jordan *et al.*, 1983 a y b; Kay *et al.*, 1987).

3.3.4.3. *Formación Loma de Las Tapias* (Serafini *et al.*, 1986): Está constituida por tres miembros:

- Miembro Limolita La Colmena: compuesto por un conglomerado con clastos subangulosos en la base, seguido por limolitas y areniscas, de color pardo rojizo, de unos 263 m de espesor.
- Miembro Arenisca Albardón: compuesto principalmente por areniscas conglomerádicas y se caracteriza por la presencia de abundante material piroclástico en toda su sección, también presenta intercalaciones de areniscas de color gris y gris parduzco, en los sectores más potentes puede llegar a los 1400 m de espesor.
- Miembro Conglomerado El Chilote: Está integrado por una sucesión de conglomerados gruesos con intercalaciones arenosas de color rojizo. La composición de los conglomerados es de riolitas, rocas piroclásticas, escasos granitos y grauvacas. El espesor del miembro superior es del orden de 800 a 900 m en los sectores más potentes.

Esta unidad presenta su localidad tipo en loma de las Tapias, al norte del río San Juan. El ambiente de sedimentación corresponde a la progradación de la parte distal del abanico aluvial sobre una planicie fluvial anastomosada durante el desarrollo de la cuenca de antepaís. La edad de la Formación Loma de Las Tapias, obtenida por trazas de fisión en niveles tobáceos es de 8,5 y 4 Ma., correspondiendo al Mioceno medio superior.

3.3.4.4. *Formación Mogna* (Kelly, 1962): Cubre en forma concordante, con un contacto transicional, a la Formación río Jáchal y está cubierta en discordancia angular por diferentes niveles de los depósitos de abanicos aluviales antiguos y recientes, aflorando sobre la margen oriental de la Precordillera Central, aunque está mejor representada en la Precordillera Oriental. Esta Formación, definida por Kelly (1962), conforma un conjunto de gruesos bancos de conglomerados masivos, bien seleccionados, y de clastos redondeados, que hacia el techo pasan a bancos con estratificación paralela, de pobre selección. Presenta frecuentes

intercalaciones de finas capas de areniscas y limolitas, que se vuelven escasas hacia la sección superior de la secuencia, formando estratos tabulares intercalados entre sí y dispuestos en una columna de 400 a 600 metros de potencia. Estos depósitos son interpretados como el resultado de la sedimentación en abanicos aluviales coalescentes, en una cuenca antepaís.

### 3.3.5. Pleistoceno-Holoceno

3.3.5.1. *Formación Valentín* (Pandolfo, 1975): Está constituida por antiguos depósitos lacustres conformados por fangolitas, los cuales serían el resultado de endicamientos temporales del río San Juan, de origen natural y producto de los movimientos tectónicos presentes en la región. Poseen una edad de más de 6500 años determinada por restos arqueológicos. Sus afloramientos se encuentran en las cercanías de Villa Ibáñez.

3.3.5.2. *Depósitos Coluviales y Aluviales* (Ramos y Vujovich, 2000): Estos depósitos coluviales se presentan en las bajadas de todos los cordones montañosos de la región, con granulometrías y litologías muy diversas que dependen de la pendiente de cada una de las bajadas, así como de las litologías y grado de fracturación presentes en cada cordón. Los depósitos aluviales se encuentran localizados en los cauces de los arroyos temporarios y en las quebradas de los ríos que conforman las distintas redes hidrográficas de la zona.

### 3.4. Tectónica

De acuerdo con Alvarado *et al.* (2012), la convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana origina una de las regiones de mayor actividad sísmica en la zona andina de trasarco, aproximadamente a los 31°S. Varios estudios sismológicos realizados a escala global y regional han permitido obtener una imagen de la geometría de la placa de Nazca subducida por debajo de Sudamérica (Barazangi e Isacks, 1976; Cahill e Isacks, 1992; Alonso *et al.*, 2005). Las localizaciones sísmicas correspondientes a la zona de Wadati-Benioff definen claramente la parte superior de la placa oceánica en posición casi horizontal a profundidades entre 90 y 110 km. Esta actividad sísmica de profundidad intermedia ha sido relacionada con la prolongación hacia el continente en dirección noreste de la dorsal de Juan Fernández actualmente en subducción. Se ha propuesto que el origen de esta cordillera oceánica se debe al movimiento hacia el noreste de la Placa de Nazca por encima del *hotspot* situado aproximadamente en el océano Pacífico en las coordenadas 34°S y 82°O (Steinberger, 2000). Así, la corteza oceánica asociada con la dorsal correspondiente a la cúspide de la placa de Nazca se encuentra engrosada y posee, además, rugosidades e irregularidades en su relieve topográfico. Durante la deformación compresiva neógeno-cuaternaria se produjo la reactivación contraccional de fallas eo- y neo-paleozoicas orientadas favorablemente con respecto a los esfuerzos ándicos (Folguera *et al.*, 2004), y una reactivación transcurrentesinestral de fallas permo-triásicas (Cortés *et al.*, 2006; Terrizzano *et al.*, 2008).

Las estribaciones de Precordillera poseen una dirección norte-sur y se ubican en la porción central de la provincia de San Juan. Sobre la base de sus características litológicas y estructurales, esta unidad fue dividida en tres subunidades: Occidental, Central y Oriental (Ortiz y Zambrano, 1981). La depresión de Matagusanos se encuentra emplazado entre los ambientes de Precordillera Oriental hacia el este y Precordillera Central por el oeste, siguiendo los criterios establecidos por autores como: Heim (1952), Baldi y Chebli (1969) y Ortiz y Zambrano (1981), entre otros.

Estructuralmente la Precordillera Occidental y Central están caracterizadas por una faja epidérmica plegada y corrida con vergencia oriental. Por otro lado, la Precordillera Oriental corresponde a un bloque de basamento con vergencia occidental, al igual que sierras Pampeanas Occidentales.

La Precordillera Central se caracteriza por constituir una faja continua de sobrecorrimientos con vergencia oriental que comienza al norte de Guandacol en La Rioja y finaliza al sur de la pampa de Bachongo. El origen de estas deformaciones ha sido sugerido por Baldis (1975c), por la presencia de un bloque de basamento rígido y alargado, prácticamente no deformado desde el Paleozoico, en donde las secuencias cámbricas a devónicas se depositaron en pseudoconcordancia y no se manifestaron mayores discontinuidades angulares con la depositación durante el Carbonífero y el Terciario. Sin embargo, Alonso *et al.* (2005), encontraron una discordancia angular entre los estratos paleozoicos y terciarios en varios de los sobrecorrimientos y sugieren la existencia de una deformación pre-miocena de edad gondwanica. El efecto de los empujes andinos-neógenos produjo la ruptura y despegue de los sobrecorrimientos.

La Precordillera Oriental está constituida por sierras de rumbo submeridional, en general integradas por estructuras plegadas en forma de grandes anticlinales asimétricos al oeste, cuyos ejes son paralelos a los ejes de los cordones montañosos que la integran. Los planos axiales de estos anticlinales inclinan al este con alto ángulo, en tanto que en la mayoría de los casos los flancos occidentales se presentan verticales, rebatidos o también están suprimidos por fallas inversas de alto ángulo y rumbo predominantemente norte-sur, que en principio constituirían el límite occidental de la Precordillera Oriental. Baldis (1975c) y Ramos *et al.* (2002) plantearon la naturaleza pampeana de los esfuerzos que dieron origen al levantamiento de la Precordillera Oriental.

En el piedemonte occidental de la Precordillera Oriental se destaca la falla regional Villicum-Zonda-Pedernal, localizada en el piedemonte occidental de Precordillera Oriental, posee una longitud de 145 km y un rumbo N20°E.

Las estructuras cuaternarias reconocidas al oeste del semibolsón de Matagusanos han sido ampliamente estudiadas por Bastías (1986); Paredes y Perucca (2000); Perucca y Bastías (2006); Perucca *et al.* (2013); Perucca *et al.* (2014); Perucca y Vargas (2014).

Por el flanco occidental de las lomas de la Dehesa, se ubica el sistema de fallamiento Los Blanquitos de vergencia occidental (Paredes *et al.*, 1996), con fallas subparalelas de rumbo sub-meridiano que afectan los abanicos aluviales provenientes del sector oeste, los cuales se encuentran fuertemente perturbados por la tectónica moderna, con cauces muy incididos, patrón de drenaje en rastrillo (broom-shaped river pattern) pendientes aluviales basculadas y vertientes alineadas (Perucca y Vargas, 2014). Paredes y Perucca (2000) dataron un nivel de travertino ubicado en el plano de la falla y arrojó una edad de  $28.422 \pm 1.335$  AP, encontrando evidencias de reactivación posteriores al establecimiento de este banco, lo que sugiere actividad durante el Pleistoceno tardío. De modo paralelo, ligeramente hacia el oeste se ubica la falla La Araña, con el bloque oriental elevado y escarpa a contrapendiente. En el sector norte de la cuenca Campo Ciénaga Redonda, existen unos afloramientos, en donde el flanco oriental se encuentra afectado por dos fallas sub-meridianas de buzamiento al este, con escarpa a contrapendiente, que colocan sedimentitas neógenas sobre depósitos aluviales de edad pleistocenos. La falla Los Blanquitos este se ubica en el sector central, localizada a lo largo del flanco occidental de las lomas de la Dehesa (Figura 3.3). En la quebrada de Los Algarrobos, se reconoció en una trinchera natural, sedimentitas neógenas sobre depósitos aluviales de posible edad pleistocena, con pátina del desierto en su superficie.

En el piedemonte oriental de la sierra de Talacasto-La Dehesa se ubica la falla La Dehesa, de vergencia oriental (Bastías, 1986) y una longitud aproximada de 20 km. La falla afecta los niveles aluviales cuaternarios provenientes de estas serranías, con escarpa al este. Coloca sedimentitas neógenas sobre depósitos aluviales con BD asignados al Pleistoceno.

El Corredor Tectónico Matagusanos-Maradona-Acequión separa dos ambientes estructurales diferentes, uno oriental en donde las fallas poseen escarpas con la cara libre al oeste y otro occidental donde las escarpas miran al este. La inversión de estas estructuras se produce a escasos 1,5 kilómetros al este de los cordones montañosos de Precordillera Central. Perucca y Bastías (2006), reconoce tres secciones con actividad tectónica cuaternaria: la primera se ubica en el semibolsón de Matagusanos, la segunda en las cercanías del puesto Maradona y la tercera entre los ríos Acequión y NiKes.

Sobre la depresión tectónica de Matagusanos, los procesos fluviales principalmente, actuaron erosionando el relieve y dando origen a la cuenca hidrográfica Matagusanos. Está drenada longitudinalmente por el río de la Travesía, que corre hacia el sur y desemboca en el lago de Ullum del río San Juan. Probablemente la actividad tectónica de este ambiente geomorfológico, sumada a la dinámica fluvial durante los últimos estadios del Cuaternario, haya sido lo que posibilitó el pasaje de un sistema hidrológico local endorreico (bolsón) a otro abierto o exorreico (semibolsón), obligando de este modo la reactivación de los sistemas de transferencias o movilidad de materiales y energía. Prueba de ello, sería la presencia en la parte central de la depresión, surcos profundos y numerosas cárcavas (Suvires y Zambrano, 2000).



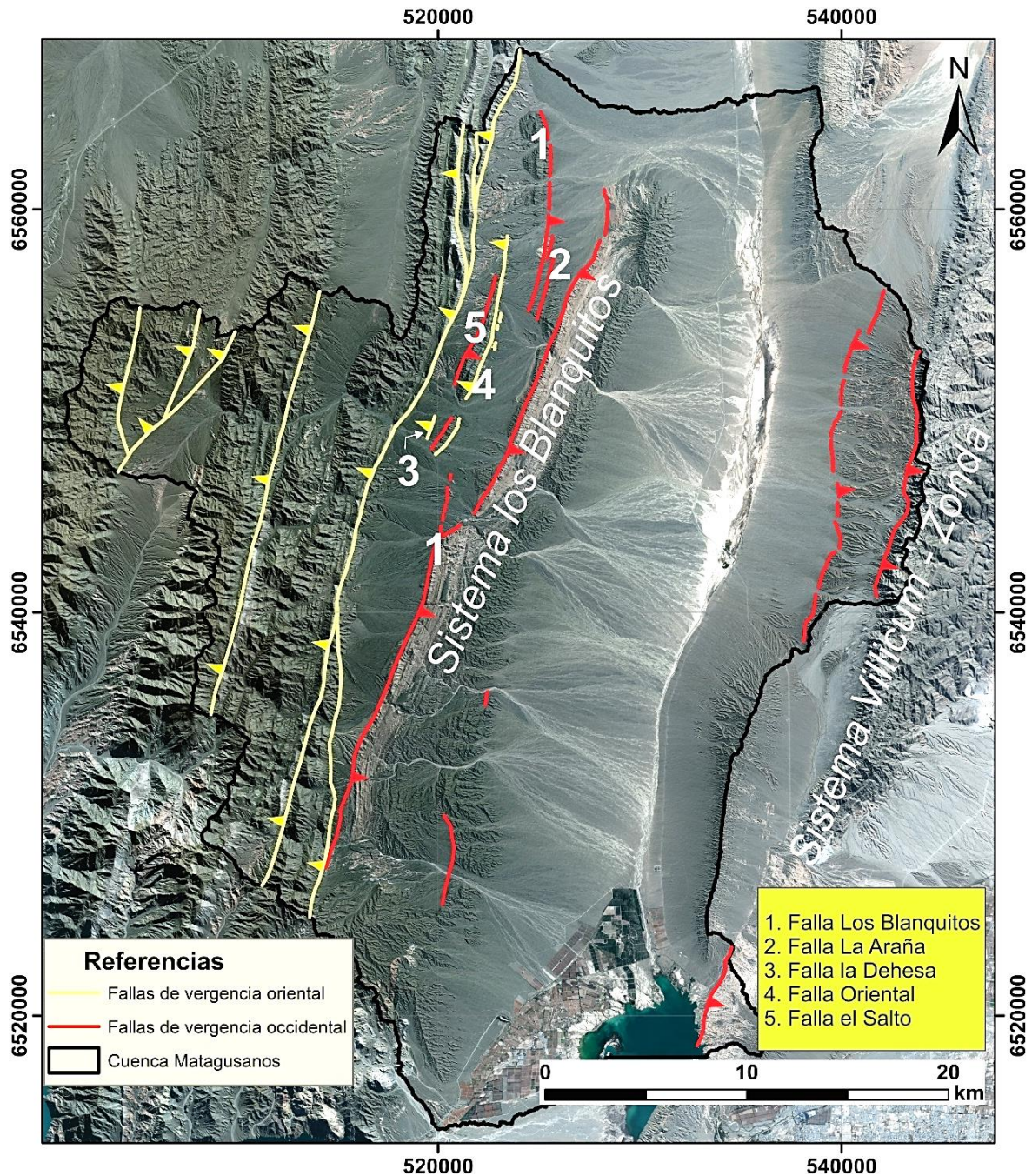


Figura 3.3. Principales estructuras tectónicas del área de estudio. Tomado de Perucca y Vargas (2014), Ramos y Vujovich (2000).



### 3.5. Clima

Según la tipificación mesoscálica del clima de San Juan realizada por Poblete y Minetti (1989), el clima del área pertenece al tipo BWwka según la clasificación de Köppen (1923). En donde, (BW) corresponde a clima seco de desierto con vegetación xerófita o sin vegetación y concentración estival de las precipitaciones (w). El termino (k) hace referencia a temperatura media anual menor de 18° C y (a): temperatura del mes más cálido mayor que 22°C. Existe gran radiación solar y transparencia atmosférica, además de una notable amplitud térmica anual y diurna/nocturna. La Tabla 3.1 muestra los valores de temperaturas para la región de trabajo ([www.smn.gob.ar](http://www.smn.gob.ar)).

Temperaturas	Valores (°C)
Temperatura media	17,9
Temperatura media máxima	26
Temperatura media mínima	8
Temperatura máxima absoluta	43
Temperatura mínima absoluta	-7,6

Tabla 3.1. Registro de temperaturas

Los datos climáticos disponibles en el sitio web <https://www.smn.gob.ar/> para el periodo 1981-2010 de la región, se caracteriza por escasas precipitaciones con media anuales de 90,7 mm/año, temperatura promedio de 17,9°C y velocidad del viento de 12,7 km/h. cabe resaltar que las precipitaciones son de tipo torrencial, de corta duración, elevada intensidad y reducida área de cobertura (Poblete y Minetti, 1989). Se concentran en periodo estival y el viento es predominante desde el cuadrante sur. Sin embargo, en ocasiones se hace presente un viento característico de la región centro-oeste del país, llamado Zonda, que es un viento fuerte, cálido y muy seco, asociado con la compresión adiabática, al descender las laderas

orientales de los Andes, con mayor frecuencia en las temporadas de invierno y primavera (Norte, 2015). La evapotranspiración potencial supera ampliamente los valores de precipitación y se han estimado en 1600 mm/año.

### 3.6. Contexto Fitogeográfico

El área de trabajo se enmarca en la Provincia Fitogeográfica del Monte (Morello, 1958; Cabrera, 1994), más específicamente al Distrito Central (Roig *et al.*, 2009) en Argentina. Esta zona subtropical de América del Sur, ubicada en el oeste de Argentina, se extiende desde 24°35' S en la provincia de Salta a 44°20' S en la provincia de Chubut, situada en las cuencas internas de los Andes de Catamarca y La Rioja y las cuencas de San Juan, Mendoza y San Luis, en el oeste de La Pampa, el este de Neuquén, centro de río Negro y el noreste de Chubut. Limita al oeste con los Andes, en el sur por el semidesierto de la Patagonia, y en el este por los bosques subtropicales secos del Chaco y Espinal (Morello, 1958; Cabrera, 1994).

Diversas áreas presentan variados grados de degradación (Roig *et al.*, 1991; del Valle *et al.*, 1998) y, en un contexto ecológico, la disminución de diversidad florística asociada a la pérdida de suelo es consecuencia, tanto de la perturbación implicada en el proceso erosivo, como del estrés que provoca en las plantas un suelo con menor capacidad para retener agua y nutrientes. En estas condiciones de alta perturbación y estrés la vida vegetal resulta prácticamente imposible (Grime, 1979). El Monte tiene una superficie aproximada de 460 000 km<sup>2</sup>. La comunidad más representativa está compuesta por especies de la familia *Zygophyllaceae*, mientras que los bosques abiertos de *Prosopis* (algarrobos) son comunes en sitios donde el agua subterránea está disponible. Si bien los límites del Monte no se corresponden con la zona de distribución de un taxón en particular, si se corresponden en forma general, con sus aspectos fisonómicos y características florísticas (Morello, 1958).

Si bien el Monte esta fisonómicamente caracterizada por la presencia de diferentes arbustos, principalmente de *Larrea*, *Bulnesia*, *Capparis*, estudios recientes indican la presencia de géneros como *Deuterocohnia*, *Tephrocactus*, *Echinopsis* y *Opuntia* (Flores *et al.*, 2017). Estas especies están asociadas a la dinámica de los

piedemontes, llanuras de inundación y a la escorrentía superficial de las precipitaciones estivales de la zona (Flores *et al.*, 2012; Flores *et al.*, 2015).

## CAPÍTULO IV: MATERIALES Y METODOLOGÍA

### 4.1. Materiales

#### 4.1.1. Imágenes Satelitales

La delineación de UGs preclasificadas fue apoyada mediante fotografías pancromáticas a escala 1:25 000, proporcionadas por el Instituto Geográfico Nacional Argentino (IGN). Sin embargo, esto se vió dificultado por que el área de trabajo no se encuentra cubierto en su totalidad.

En una primera etapa se trabajó con imágenes Landsat TM y ETM+ de 30 metros de resolución espacial, descargadas desde la página <http://glovis.usgs.gov>. Luego se utilizaron las imágenes Sentinel 2A, las cuales son descargadas a partir de 2016 (Tabla 4.1), de forma gratuita desde la página de la agencia espacial europea <https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home>.

Las características de las imágenes Sentinel 2A usadas son las siguientes:

Imagen satelital o Modelo digital de elevación empleado	Fecha de adquisición	Características			
		Bandas o combinación de bandas	Tamaño de pixel (m)	Proceso realizado	Características
Se utilizaron 2 imágenes satelitales sentinel 2A, debido a que una sola no cubre el area de trabajo propuesta. S2A_MSIL1C_20170725T142751_N0205_R053_T19H EE_20170725T143854. S2A_MSIL1C_20170725T142751_N0205_R053_T19J EF_20170725T143854.	25/7/2017	se combinaron las bandas 432 para realizar una imagen de color real.	10x10 para las bandas usadas (RGB), demas bandas tienen un tamaño de pixel mayor	Unión de las imágenes satelitales mediante el software arc gis 10.2. Sobre este archivo raster se le sobrepone la capa vectorial de las estructuras tectónicas, unidades deomorfologicas y morfometricas.	La superficie de cada imagen es de 100x100 km2. N°filas: 10980, N°columnas: 10980. Tomada el 25 de julio del 2017 a las 14:27:51 hs. Cobertura nubosa del 1.26%. Ángulo zenit: 58,2° y Ángulo azimut: 32,9°. Dirección de la orbita de detección: descendente

Tabla 4.1. Características de las imágenes satelitales usadas.

#### 4.1.2. Modelos Digitales de Elevación (MDE)

Se obtuvieron MDE ALOS PALSAR de 12,5 m de resolución espacial (<https://www.asf.alaska.edu>) para el análisis digital de relieve y morfometría. Varios softwares fueron usados para el procesamiento de los MDE, obteniendo productos tales como: mapas de pendiente, curvatura, sombreado, orientación y red de

canales, entre otros. Estos mapas se utilizaron como una base de datos para la interpretación y la elaboración del mapa principal a escala 1:150 000.

#### 4.1.3. Software usado

Para confeccionar el mapa de UGs de detalle, se utilizó como base para digitalizar el software de uso libre Google Earth® (GE), esto se debió a la falta de imágenes satelitales, con alta resolución espacial en las primeras etapas de este trabajo y al fácil manejo de este software. Una vez digitalizadas las UGs, se exportaron como archivo de extensión *.kmz*, la extensión de este programa, y con el sistema de coordenadas geográficas, datum WGS84. Posteriormente se trabajó con Global Mapper v17 para cambiar la extensión de los archivos de *.kmz* a *.shp* (*shapefile*), que es un formato de archivo vectorial reconocidos por la mayoría de los SIG. Además, a las capas generadas mediante digitalización con GE se les hizo un cambio del Sistema de Referencia de Coordenadas (SRC) hacia la proyección UTM, datum WGS84 y zona 19J. De este modo la latitud, longitud y altura quedan expresados en metros como unidad de medida.

Se utilizó SAGA GIS v2.2 para el procesamiento de las imágenes satelitales principalmente con la herramienta *terrain analysis*. El modelado final de los archivos raster y vectorial se realizó con el software ArcGIS v10.2 (Conrad *et al.*, 2015).

Todas las variables analizadas a lo largo de este estudio (compuesta principalmente por datos de campo) fueron tratadas estadísticamente mediante el software de uso libre llamado RStudio v3.3.0 (Ihaka y Gentleman, 1996).

### 4.2. Metodología

#### 4.2.1. Mapeo Geomorfológico

Este trabajo está integrado por aspectos metodológicos de mapeo geomorfológico. Una primera etapa corresponde a la identificación, análisis y reconocimiento de la distribución espacial de las UGs de la cuenca hidrográfica de Matagusanos (Figura 3.1). La segunda etapa incluye trabajos de campo detallados sobre los depósitos aluviales principalmente. La información, proveniente de la primera y segunda

etapa, fue digitalizada y las capas vectoriales fueron reclasificadas para obtener una capa de diferentes UGs cuaternarias.

#### 4.2.1.1. *Morfogénesis y Morfocronología*

Se realizó una clasificación supervisada de imágenes Landsat TM+ (fecha: 29 de junio de 2012 ruta / fila: 232/82) lo cual dio una primera aproximación, por medio de un modelo ráster, de las unidades que integran la región de estudio.

Las características geotécnicas de depósitos no consolidados son un elemento clave en el proceso de clasificación. En este trabajo, se han identificado 5 grandes unidades morfogenéticas (Erosionales-exhumadas por tectónica, Fluviales, Lacustres, Poligénicas y Remoción en masa) las que a su vez son divididas en 36 unidades.

Estas UGs fueron ubicadas en orden cronológico relativo, debido a la falta de dataciones absolutas (Bull, 1991). Por lo tanto, para la organización, se tuvo presente el grado de erosión, características morfométricas, altura respecto a la red de canales locales, propiedades y espesor de depósitos cuaternarios, desarrollo de suelos basado principalmente en el espesor del horizonte A<sub>v</sub>, grado de desarrollo del PD, intensidad del BD (alta, media y baja), cobertura vegetal y número de especies (Ocaña *et al.*, 2014; Ocaña *et al.*, 2016).

Los piedemontes están constituidos por extensas cubiertas detríticas cuaternarias que cubren y yacen en discordancia angular y erosiva, sobre un basamento regional de sedimentitas continentales rosadas, que se presentan en superficie o afloran en las barrancas de los valles incididos. Estas cubiertas, se desarrollan preferencialmente en las cercanías a las trazas de los sistemas de fracturación moderna o en los bloques elevados por la actividad tectónica. La afectación en las condiciones originales del relieve por la actividad tectónica (Paredes y Perucca, 2000), motivó su desagregación en tres bloques, dos bloques de pisos o proximales al frente montañoso paleozoico y un bloque de techo. Desde el oeste hacia el este, el primer bloque está integrado por las sierras de la Dehesa y su piedemonte (bloque de piso), el segundo bloque esta compuesto por las lomas de la Dehesa y

su bajada pedemontana (bloque de techo) y el tercer bloque se conforma por el piedemonte occidental de la sierra de Villicum (bloque de piso).

Las principales estructuras que se tuvieron en cuenta para considerar a los bloques antes expuestos son las fallas Los Blanquitos y Villicum-Zonda (Figura 4.1). Entendiendo que el efecto del levantamiento tectónico modificó el relieve en su evolución durante el Cuaternario. Los perfiles de las corrientes temporarias de los arroyos y los niveles topográficos son los más afectados, conduciendo a una nueva dinámica en la erosión del sistema pedemontano. Esto es otra de las consideraciones, que se tuvo en cuenta a la hora de clasificar las formas de relieve de edad cuaternarias que ocupan la gran cuenca hidrográfica de Matagusanos.



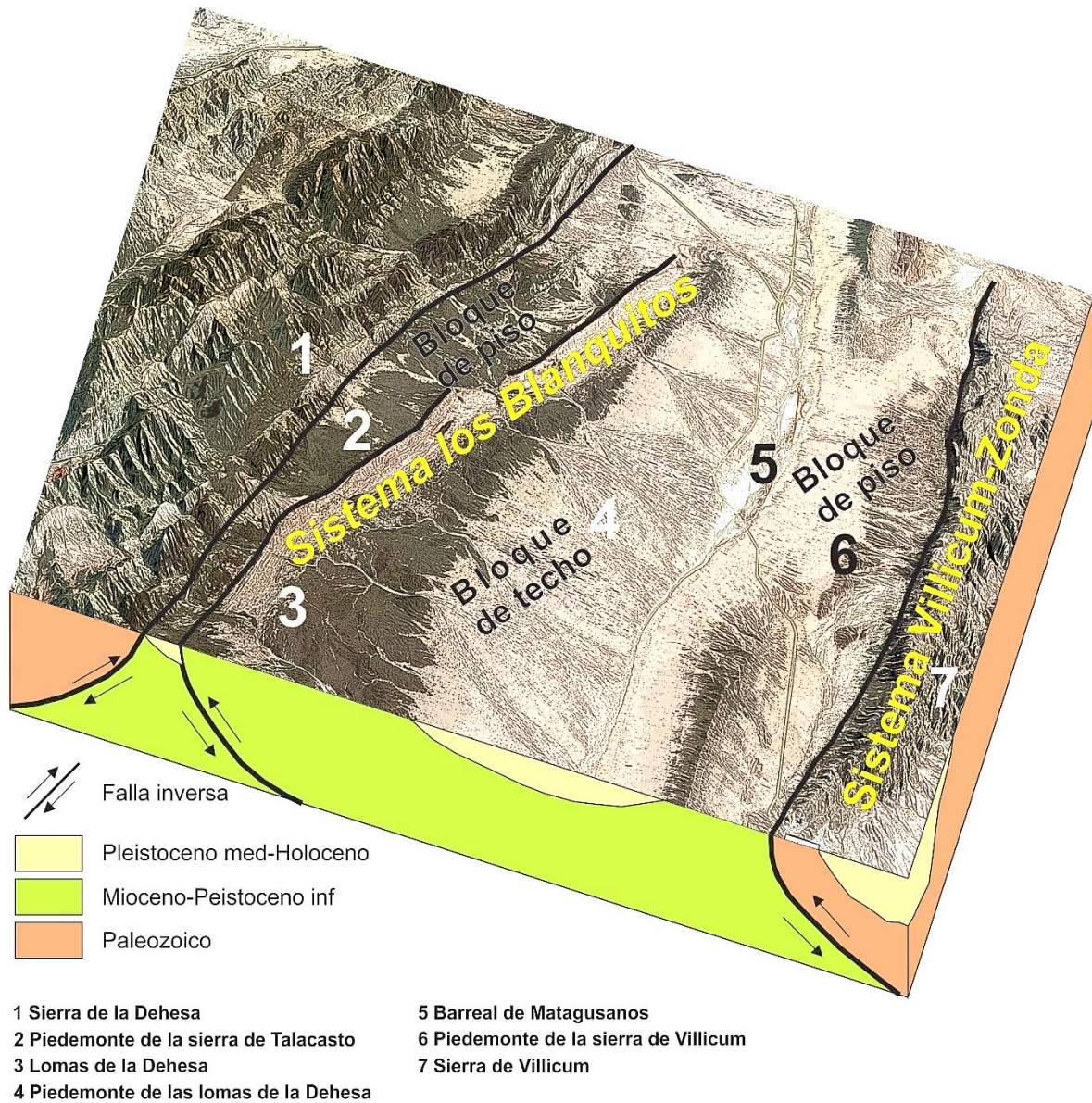


Figura 4.1. Block diagrama donde se muestra el bloque de piso y bloque de techo del área occidental de la zona de trabajo, estos bloques están definidos a partir de la falla Los Blanquitos.

Los distintos niveles de abanicos aluviales que fueron reconocidos en los sectores pedemontanos fueron diferenciados teniendo en cuenta la posición de deposición. Aquellos que fueron depositados inmediatamente a los pies de los frentes montañosos son considerados autóctonos y aquellos que tienen un origen en algún lugar de la cuenca aguas arriba, fueron transportados y depositados posteriormente aguas abajo, son considerados alóctonos. Con ello también se



estableció una cronología relativa de 3 niveles aluviales autóctonos y 3 niveles aluviales alóctonos para cada bloque, desde el nivel I (más antiguo) al nivel III (más reciente) (Figura 4.2). Cabe aclarar que la evolución superficial de las geoformas ocasionó algunas dificultades en las correlaciones a lo largo del área de estudio. En resumen, cualquiera de los niveles aluviales ubicados en la cuenca de Matagusanos, están clasificados dependiendo del bloque sobre el cual se encuentren (bloques de techo o piso), del origen, que depende de la distancia de transporte del depósito (alóctonos o autóctonos) y de la edad relativa de cada uno de ellos.

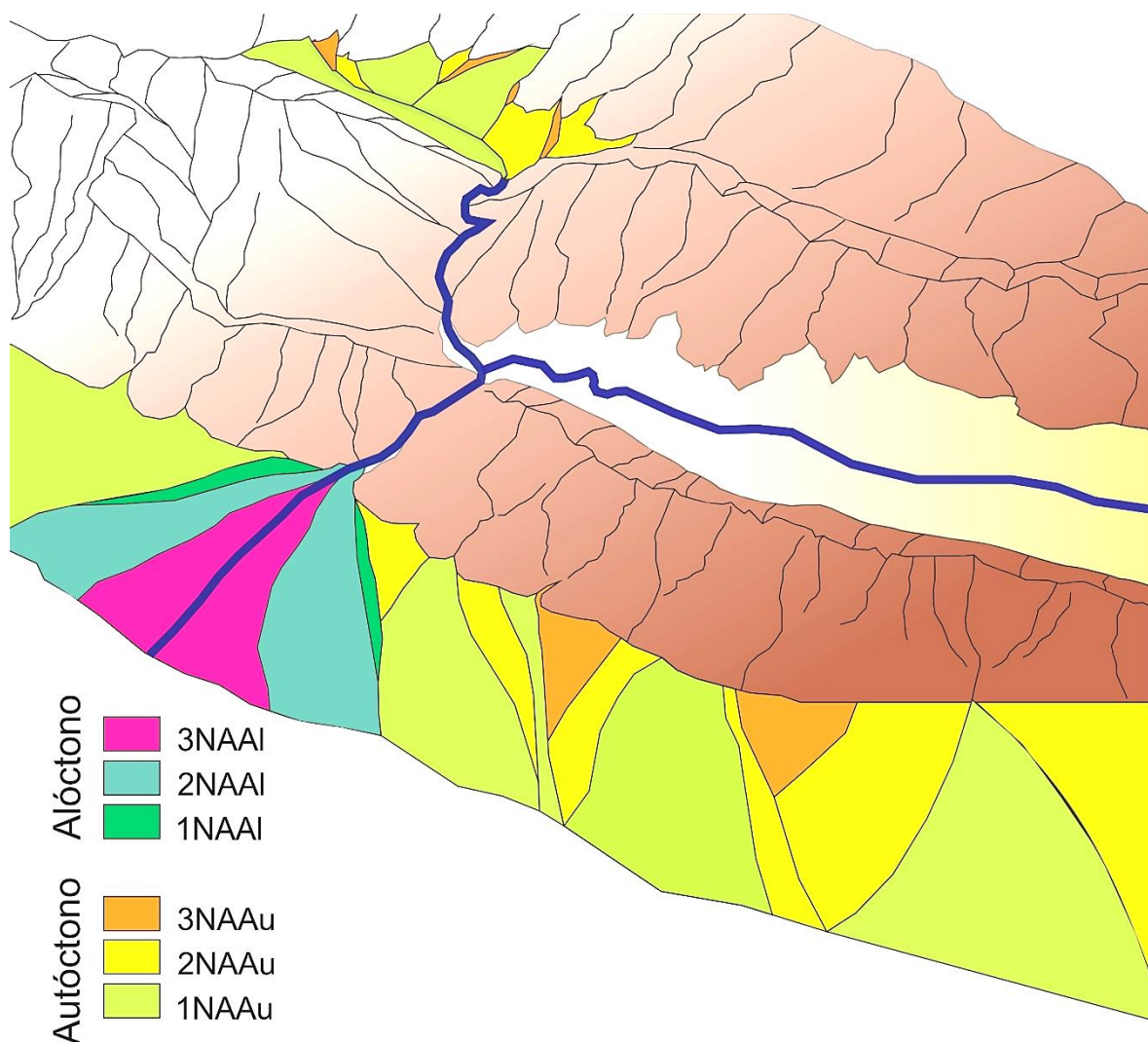


Figura 4.2. Esquema de ubicación de abanicos aluviales según su transporte y deposición.

Los niveles de abanicos aluviales están conformados mayormente por depósitos psefíticos asignados al Pleistoceno-Holoceno (Paredes *et al.*, 1997; Paredes y Perucca, 2000), con alturas relativas a la base de red de canales que en ocasiones superan los 10 metros.

#### 4.2.1.2. *Análisis morfodinámico de las geoformas*

Diferentes procesos erosivos fueron identificados en los niveles de acumulación tales como: erosión laminar, retrocedente, lateral, vertical, escarpes de falla y escarpes litológicos. En la región de estudio la actividad tectónica cuaternaria, modifica y cambia la posición original de las unidades (Calmels y Carballo, 1997). En las geoformas aluviales, algunos afloramientos son expuestos y elevados por procesos tectónicos. Todos estos datos fueron utilizados en la elaboración del mapa geomorfológico principal.

#### 4.2.2. Caracterización morfométrica

En la actualidad, herramientas metodológicas tales como los SIG y la interpretación de imágenes satelitales, permiten realizar la caracterización espacio-temporal de las propiedades morfométricas de las cuencas hídricas y de las redes de drenaje. Particularmente en este trabajo la cuenca hidrográfica de Matagusanos y las subcuencas, fueron separadas utilizando un MDE ALOS PALSAR de 12,5 m de resolución espacial, sobre los cuales se definen puntos de salidas de las subcuencas y se realiza el procesamiento adecuado para delimitarlas. Posteriormente son validadas con imágenes satelitales o con tareas de campo en algunos sitios particulares.

La red de drenaje fue determinada en ArcGis 9.2, utilizando como base el MDE ALOS PALSAR del área de trabajo y clasificada posteriormente según el orden, por la metodología de Strahler (1964). El orden de la cuenca está dado por el curso de mayor orden.

Indicadores destinados a determinar la influencia de la forma de la cuenca en el movimiento y captación del agua de lluvia, se engloban en los parámetros de forma, relieve y de la red de drenaje (López Cadenas del Llano, 1998). La determinación

de los parámetros se realizó en primera instancia a nivel de cuenca hidrográfica y posteriormente a cada una de las subcuencas identificadas en la cuenca Matagusanos, según las ecuaciones mencionadas a continuación en la Tabla 4.2.

PARÁMETROS MORFOMÉTRICOS		
	Ecuación - Símbolo	Descripción
<b>de la superficie</b>		
<b>Índice/Parámetros básicos</b>		
Área	$A$	Área drenada comprendida desde la línea de división de las aguas, hasta el punto de desembocadura
Perímetro	$P$	Es la longitud del contorno del área de la cuenca, medida en el plano
Perímetro 3D	$P_{3d}$	Es la longitud del contorno del área de la cuenca, medida considerando las variaciones altimétricas
Longitud axial	$L_a$	Distancia entre la desembocadura y el punto más alejado de la cuenca
Ancho	$W_m = A/L$	Se define como la relación entre el área y la longitud de la cuenca
Cota máxima	$H_{max}$	Elevación sobre el nivel del mar del punto más alto
Cota mínima	$H_{min}$	Elevación sobre el nivel del mar del punto más bajo
Desnivel de cuenca	$H_r = H_{max} - H_{min}$	Es el valor de la diferencia entre la cota más alta de la cuenca y la más baja
Centroide X	$C_x$	Punto central en la coordenada X (longitud), en donde el drenaje acumulado es la mitad que en la desembocadura dejando por tanto aguas arriba la mitad de la superficie de la cuenca y aguas abajo la otra mitad.
Centroide Y	$C_y$	Punto central en la coordenada Y (latitud), en donde el drenaje acumulado es la mitad que en la desembocadura dejando por tanto aguas arriba la mitad de la superficie de la cuenca y aguas abajo la otra mitad.
Centroide Z	$C_z$	Punto central en la coordenada Z (altura), en donde el drenaje acumulado es la mitad que en la desembocadura dejando por tanto aguas arriba la mitad de la superficie de la cuenca y aguas abajo la otra mitad.
Altitud media	$A_m$	Es la ordenada media de la curva hipsométrica
Altitud más frecuente	$A_{mf}$	Es la altitud cuyo valor porcentual es el máximo de la curva de frecuencia de altitudes
Altitud de frecuencia media	$A_{fm}$	Es la altitud correspondiente al punto de abscisa media (50% del área) de la curva hipsométrica
Pendiente media de la cuenca	$P_m = H/L_{cp}$	Valor medio del declive del terreno y la inclinación, respecto a la horizontal, de la vertiente sobre la cual se ubica la cuenca
<i>Continúa</i>		

<b>de la red de drenaje</b>		
Longitud del cauce principal	$L_{cp}$	Longitud del cauce principal desde su origen y hasta su desembocadura
Longitud de la red hídrica	$L_{rh}$	Longitud de los afluentes del río principal
Pendiente promedio de la red hídrica	$P_{rh}$	Pendiente media de los cauces que forman parte de la hídrica
<b>Índice/Parámetros derivados</b>		
Índice de compacidad	$K_c = 0,28 (P/\sqrt{A})$	Compara la forma de la cuenca con la de un círculo
Índice de circularidad	$R_c = 4\pi A/P^2$	Relación entre el área de la cuenca y el área de un círculo con el perímetro de la cuenca
Razón de relieve	$R_r = H_r/L_a$	Relación de la diferencia de elevación y la máxima longitud de la cuenca
Rugosidad de cuenca	$R_d = D_d/H_r$	Es la relación existente entre el desnivel de la cuenca ( $H_r$ ) y su densidad de drenaje ( $D_d$ ). adimensional
Razón de elongación	$R_e = (\sqrt{4A/\pi})/L_a$	Relación entre el diámetro de un círculo que posea la misma área de la cuenca y cuyo diámetro sea igual a la longitud de la cuenca
Factor de forma	$F_f = A/L_a^2$	Relación del área de la cuenca y su longitud máxima
Densidad de drenaje	$D_d = L_{ic}/A$	Longitud de los cauces por unidad de área para cada subcuenca
Coefficiente de torrencialidad	$C_t = C_1/A$	Relación del número de cauces de orden uno con respecto al área total de la misma.
Índice de sinuosidad	$S = L_{cp}/L_a$	Relación de la longitud del cauce principal con la longitud máxima del valle que conforma.
<b>Índice/Parámetros generados</b>		
Tiempo de concentración	$T_c = 0,3 ((L_a/(P_m^{0,25}))^{0,76})$	Tiempo mínimo necesario para que todos los puntos de una cuenca estén aportando agua de escorrentía de forma simultánea al punto de salida
Gradiente del perfil longitudinal del cauce	$SL = (\Delta h/\Delta l)/l$	Relación de cambio entre la longitud del segmento y su diferencia de elevación con la longitud acumulada del cauce, desde la divisoria de aguas hasta el punto de salida
Integral de Strahler	$H_i = (Z_{med} - Z_{min}) / (Z_{max} - Z_{min})$	Distribución de masa en la cuenca desde arriba hacia abajo
Índice de potencia fluvial	$SPI = \ln (D_{ai} * \tan(G_i))$	Medida del poder erosivo de un flujo de agua. $D_{ai}$ : área de drenaje aguas arriba de una celda i. $G_i$ : pendiente en una celda en radianes

Tabla 4.2. Parámetros morfométricos usados para la caracterización morfométrica.

A continuación, se describen de forma detallada 3 parámetros fundamentales para el análisis de anomalías en la red de drenaje, como lo son: tectónicas, remoción en masa, propiedades litológicas, entre otros. Estos parámetros son: Gradiente del perfil longitudinal del cauce, Integral de Strahler e índice de potencia fluvial.

#### 4.2.2.1. *Gradiente del perfil longitudinal del cauce (SL). LS Factor*

Mediante procesamiento digital del MDE se obtuvieron como producto las figuras de índice *SL* de acuerdo con Hack (1973), Keller (1986), Moore *et al.* (1991) y Moore *et al.* (1993), Keller y Pinter (1996).

$$SL = \left( \frac{\Delta H}{\Delta L} \right) * L, \text{ Hack (1973)}$$

Donde  $\Delta H$  es la diferencia entre la cota superior y la cota inferior consideradas;  $\Delta L$  es la longitud medida sobre el mapa existente entre la curva de nivel superior y la inferior consideradas, y  $L$  es la longitud acumulada desde el punto inicial de interés hasta el punto intermedio definible entre la curva de nivel superior y la curva de nivel inferior considerada.

Este índice relaciona el desnivel provocado por la acción erosiva del río, para un incremento de longitud determinado, considerando el aumento progresivo de la longitud del cauce desde un punto de interés inicial que se escoja. Un indicador de actividad tectónica activa, como el índice de longitud-gradiente del cauce (*SL*), registra los cambios existentes en la pendiente del canal e intenta cuantificar la capacidad erosiva de un río. Estos cambios pueden ser consecuencia de variaciones en la resistencia de las rocas a la acción erosiva del agua o indicativos de la existencia de actividad tectónica, o consecuencia de ambos a la vez, deslizamientos o cambios en el nivel de base (Keller y Pinter, 1996).

En la cuenca hidrográfica de Matagusanos (donde el colector principal lleva por nombre río de la Travesía) se seleccionaron trece cauces, todos de carácter temporarios ( $n=13$ ). Los cauces del 1 al 6 drenan la cuenca de este a oeste, desde los altos de la sierra de Villicum. Los cauces del 6 al 13 son provenientes desde el

oeste-este (sierras de la Cantera y Dehesa, cerro el Molle y los Baños) en el sentido de la pendiente regional.

#### 4.2.2.2. *Integral de Strahler*

El valor de la integral hipsométrica ( $H_i$ ) (Strahler, 1952) se obtuvo para la cuenca de Matagusanos y para las 13 subcuencas identificadas de los piedemontes a partir de la ecuación de Pike y Wilson (1971):

$$H_i = \left( \frac{Z_{med} - Z_{min}}{Z_{max} - Z_{min}} \right), \text{ Pike y Wilson (1971)}$$

correspondiendo  $Z$  a la altura del canal, teniendo en cuenta la mínima, máxima y la media estadística. La curva hipsométrica (Strahler, 1952) permite conocer la distribución de masa en la cuenca desde arriba hacia abajo. Gráficamente se construye colocando la diferencia de alturas en las ordenadas (eje  $y$ ) referidas a la máxima de ésta y, en las abscisas (eje  $x$ ), los valores de área que se encuentran por encima de las alturas correspondientes, referidas al área total de la cuenca. Generalmente tiene forma de sigmoide, cóncava hacia arriba en la parte superior y convexa en la parte baja, con grado de sinuosidad que puede llegar a ser muy variable, lo mismo que la pendiente en el punto de inflexión. Aquellos casos en donde se presente más de un punto de inflexión pueden relacionarse con controles tectónicos o litológicos. El valor del área relativa que yace bajo la curva (integral hipsométrica) es indicativo del estado de desarrollo de la cuenca; por tanto, valores superiores a 0,6 indican desequilibrio manifiesto en el funcionamiento de la cuenca (juventud en el sentido davisiano), valores rondando 0.5 representan equilibrio (madurez), y los inferiores implican fase de “*monadnock*” (senectud) (Figura 4.3).



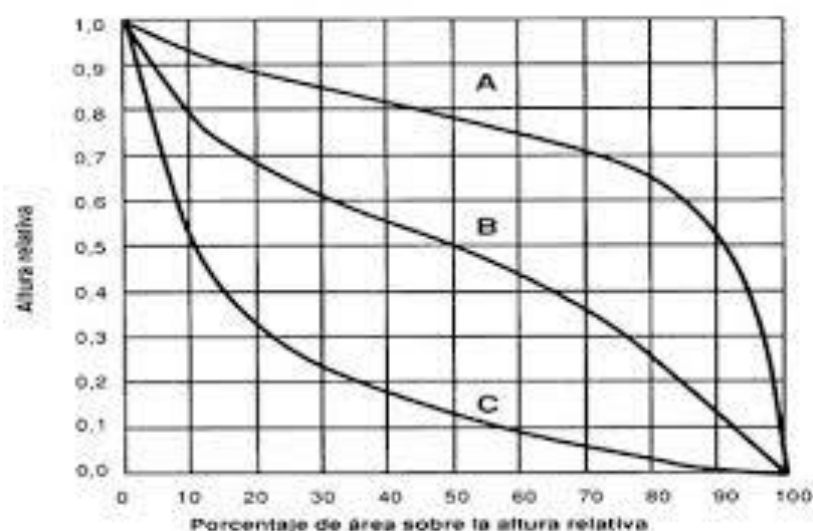


Figura 4.3. Curvas hipsométricas que indican el estado de desarrollo de una cuenca. A: cuenca joven, B: cuenca madura, C: cuenca antigua.

#### 4.2.2.3. Índice de potencia fluvial. *Stream Power Index (SPI)*

Hack (1973), describen las fuentes de datos de elevación y estructuras digitales de MDE, y como es el análisis de estos datos espaciales para aplicaciones en hidrología y geomorfología.

$$SPI_i = \ln[DA_i * \tan(G_i)], \text{ Hack (1973)}$$

Esta ecuación representa la medida del poder erosivo de un flujo de agua en una celda  $i$ .  $DA_i$ : área de drenaje aguas arriba de una celda  $i$ .  $G_i$ : pendiente en una celda en radianes.

#### 4.2.3. Sitios de muestreo

Se seleccionaron superficies geomorfológicas de distintas edades relativas, con materiales genéticamente diferentes, por ello se eligieron sitios de interés sobre depósitos no consolidados para llevar a cabo el análisis del sistema PD-suelos y vegetación. Una de las limitaciones, que se tuvo durante el trabajo de campo, es la inaccesibilidad en algunos lugares.

Si bien se cuenta con una base de datos de más 80 puntos de muestro, en este trabajo fueron seleccionados 73 sitios con la premisa que se abarque de modo



variado, a las distintas unidades de abanicos aluviales cuaternarios y que estén distribuidos lo más homogéneamente posible (Figura 4.4).

Las zonas que se tomaron como áreas pilotos para la realización de las observaciones de campo fueron aquellas unidades de abanicos aluviales que se localizan sobre el bloque de techo y bloque de piso a lo largo del borde occidental de la depresión tectónica de Matagusanos. Estas zonas elegidas no se poseen rasgos de antropización.

#### 4.2.3.1. Trabajo de campo

En cada una de las unidades antes mencionadas, se realizaron las descripciones de las cubiertas detríticas teniendo en cuenta; distribución, tamaño, forma, porcentaje de la cubierta de BD de los fragmentos rocosos. De suelos y de vegetación nativa.

Los datos que se recopilaron durante la tarea de campo para cada uno de los sitios de muestreo, descripciones y fotografías, fueron referenciados y cargados en GE.

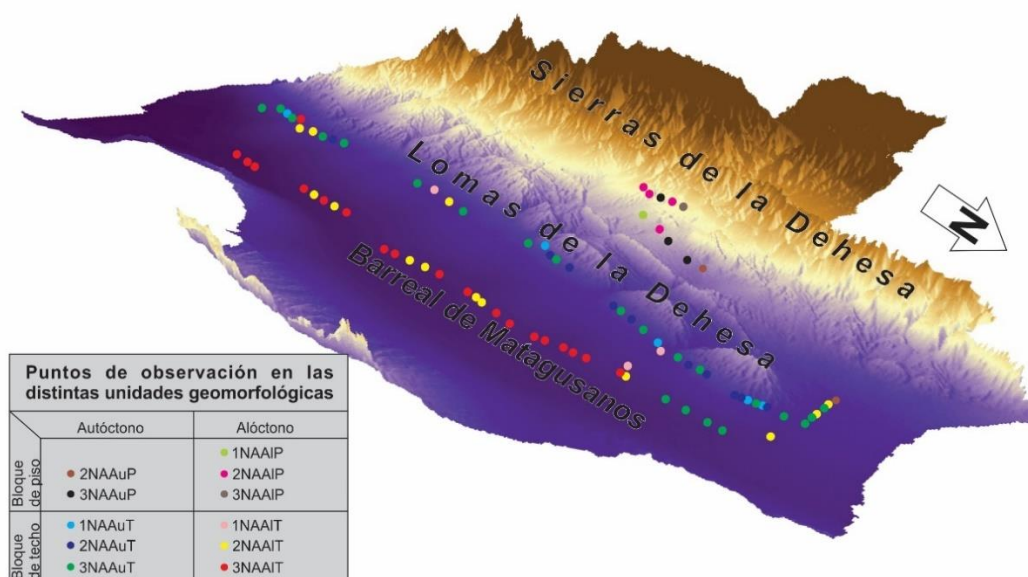


Figura 4.4. Distribución de los puntos en donde se hicieron descripción de las características superficiales y del perfil de suelo.

#### 4.2.4. Descripción edafológica

Si bien se existen múltiples sitios de donde se recabaron datos en campo (Datos de superficie, suelos y vegetación) a lo largo del área de estudio, en este manuscrito solo se describirá el perfil tipo de cada UG fluvial que se conforman a partir de los bloques de techo y piso del borde occidental del semibolsón. En la Figura 4.4, se presenta la distribución de estos sitios en la cuenca de Matagusanos.

Posteriormente se hicieron observaciones de perfiles de suelos (metodología de Schoeneberger *et al.*, 2012) de los primeros 50 cm, que según McFadden *et al.* (1987), demuestran que esta profundidad de observación es la apropiada para proporcionar evidencias de procesos pedogenéticos relacionados con PD. En estos ensayos se determinaron algunas propiedades físicas del suelo.

En la descripción de los perfiles de suelos se midió el espesor de los horizontes, la estructura de los *peds* y el grado de desarrollo, proporción cualitativa de  $\text{CaCO}_3$  con ácido clorhídrico (la reacción al HCL fue cualitativa, considerando: X=baja, XX=moderada, XXX=alta), yeso, presencia de raíces. Litología de fragmentos de rocas, forma y tamaño de estos, como también la cobertura por medio de precipitación de sales. De cada horizonte determinado se tomó muestra para análisis de laboratorio (Tabla 4.3).

PLANILLA DESCRIPCIÓN DE SUELOS							Fecha:
							Foto n°:
CALICATA N° :		COORDENADAS GEOGRÁFICAS			ALTITUD		ÁREA de Trabajo:
		Latitud:					Zona:
		Longitud:					Unidad:
Horizonte o capa	Profund. (cm)	Estructura	Consistencia	Textura	Clastos (litología, grado redondez, tamaño)	Presencia Carbonatos	Observaciones (vesículas, raíces, yeso, carbón, tipo de límite, etc)
Descripción REG							
				% M:			
				% C :			
				% M:			
				% C :			
				% M:			
				% C :			
				% M:			
				% C :			
				% M:			
				% C :			

Estructura: Granular    Prismática    Consistencia: 0: Suelta (no coherente)    Carbonatos: Baja    Topografía Límite: Lineal  
Bloque    Columnar    1: Blando (polvo con poca presión)    Media    Ondulado  
Laminar    Cuña    2: Dura (se rompe con moderada presión)    Alta    Irregular  
3: Muy dura (rompe con dificultad)

Tabla 4.3. Modelo de planilla que fue usada en campo para la descripción de suelos y cubierta detrítica.

#### 4.2.4.1. Ensayos de laboratorio

Los ensayos sobre las propiedades fisicoquímicas se realizaron en el laboratorio de ensayos normalizados del Instituto de Investigaciones Mineras de la Facultad de Ingeniería, de la Universidad Nacional de San Juan.

Las muestras de suelos se dejaron secar al aire por 24 horas y luego fueron pesadas en balanza marca RADWAG que cuenta con precisión de una milésima de gramo. Aquellas muestras tomadas en campo que no presentan estructura pedogenética fueron tamizadas en seco, con la tamizadora marca SONITEST por 10 minutos, posteriormente fueron pesados cada uno de los retenidos en las mallas de la serie ASTM numero 10 (2000  $\mu\text{m}$ ), 200 (74  $\mu\text{m}$ ) y la fracción pasante (menores 74  $\mu\text{m}$ ). Por otro lado, aquellas muestras que si presentaban estructuras con grado de desarrollo moderadas a fuertes (principalmente los horizontes superficiales

como A y B), fueron tamizadas en húmedo, usando los mismos tamices antes descriptos, secadas y luego pesadas. La función del tamizado es separar las fracciones granulométricas mayores a 2 mm y trabajar con aquellas que son de menor tamaño como: arenas, limos y arcillas, constituyentes propios del suelo (Figura 4.5).



Figura 4.5. Ensayos de laboratorio. A: Fracciones separados en la serie de tamiz ASTM de las mallas número 10, 70, 200 y -200. B: foto detalle del pasante de la malla 10. C y D: porción retenida de yeso y gravas sobre la malla 10, con tamaños superiores a los 2 mm.

En la separación mecánica, el tamiz de malla 200 fue el de menor abertura utilizado, siendo de 74 micrones (Serie ASTM). En la mayoría de los casos la cantidad de muestra que paso esta malla era de pocos gramos, esto significó un problema porque para hacer el ensayo de análisis granulométrico por el método del densímetro, se necesita una cantidad mínima de 50 gramos. Por lo que se propuso realizar el análisis granulométrico por medio del SediGraph III (Figura 4.6A) para



las muestras que no alcanzaron esta cantidad mínima, y el análisis granulométrico por sedimentación o método del densímetro para las muestras que tenían más de 50 gr. Dichos métodos se describen a continuación. Un dato necesario para este instrumento o para hidrometría es la densidad absoluta, esto fue determinado en algunas muestras por medio de un picnómetro arrojando un valor de  $2,68 \text{ gr/cm}^3$ .

Una de las condiciones para trabajar con el SediGraph III es que se debe usar solo la fracción pasante de la malla 200 para determinar cuantitativamente los porcentajes de arenas finas, limo y arcillas. Este equipo es utilizado para determinar el diámetro de partículas basado en la Ley de Stokes. Esto se hace a partir de 4 gr de muestra, la cual se mide directamente a través de la absorción de rayos X. Midiendo la velocidad a la que las partículas caen bajo la gravedad a través de un líquido que tiene propiedades conocidas según lo descrito por la ley de Stokes, el SediGraph III determina el diámetro esférico equivalente de partículas que varían de 300 a 0.1 micrómetros. Previamente a la lectura, las muestras son dispersadas con solución de hexametáfosfato al 0.4 %, y sonicadas.

Cuando las muestras presentan cantidades superiores a 50 gr se utilizó el método de hidrometría, empleando el densímetro de Bouyoucos. Esta técnica también es usada para la determinación cuantitativa de la distribución del tamaño de las partículas bajo la norma NLT-179/77. La condición es que las partículas deben ser menores a 80 micras. El procedimiento es el siguiente: se toman 50 gr de la muestra y se mezcla con 125 ml de solución dispersante (40 gr de hexametáfosfato disuelto en  $1000 \text{ cm}^3$  de agua destilada), luego se deja reposar al menos 16 horas (Figuras 4.6B y 4.6D). Al final de este periodo se usa una batidora para agitar la mezcla por 1 minuto. Inmediatamente después de la dispersión, se vierte el contenido en una probeta de sedimentación y se añade agua desmineralizada hasta completar el volumen de  $1000 \text{ cm}^3$ .

Se coloca un tapón de goma y se agita por 1 minuto para conseguir una dispersión uniforme, luego se coloca en un sitio libre de vibraciones y se toman las medidas con el densímetro a intervalos preestablecidos de 2, 5, 15, 30, 60, 250 y 1440

minutos (Figura 4.6C). Después de cada lectura se toma la temperatura de la suspensión.



Figura 4.6. Tareas de laboratorio. A: Equipo Sedigraph III, para detectar cuantitativamente fracciones menores a  $74\ \mu\text{m}$ . B: Solución dispersante de Hexametáfosfato de sodio. C: probetas preparadas para medir con densímetro. D: mezcla de 125 ml de solución dispersante con 50 gr de muestra.

En una primera instancia se midió el potencial de hidrogeno (pH) con equipo marca Hanna, y la CE medido mediante el equipo marca WTW serie LF 330/SET, esto se midió solo en algunas muestras elegidas al azar, el resultado de estos parámetros no variaba de forma significativa para cada fracción que había sido separada por acción mecánica previamente. Es por ello, que se decidió medir solamente la fracción pasante de la malla 200 (74 micrones). Las cantidades de muestras



pasantes de la malla 200 escasamente alcanzaba los 50 gr para los horizontes que presentaban estructuras pedogenéticas, y para aquellos en donde no presentan estructuras, la recuperación era solo de algunos gramos. Esta situación, sumada al límite de detección del conductímetro nos llevó a plantear la siguiente relación: 5 gr de muestra por 60 ml de agua destilada, es decir una relación 1:12. Los colores de las muestras se tomaron en seco mediante comparación con la tabla de colores de Munsell.

#### 4.2.4.2. *Caracterización geoquímica*

Se seleccionaron 10 muestras de suelo de los horizontes superficiales ( $A_v$ ) de aquellas muestras que habían sido recolectadas durante las tareas de campo. Con el fin de que la caracterización sea lo más representativamente posible, se seleccionaron muestras de distintas edades relativas y sectores diferentes. Por lo que 5 muestras, corresponden a niveles de abanicos aluviales del piedemonte oriental de la sierra de la Dehesa, en la cuenca Campo Ciénaga Redonda (bloque de piso) y las 5 restantes, a niveles de abanicos aluviales del piedemonte oriental de las lomas de la Dehesa (bloque de techo).

De las muestras de suelo, solo se les practicaron análisis químico a las partículas menores a 74 micrones (arenas finas, limos y arcillas). Se empleó la técnica de Espectrometría de Emisión Óptica por Plasma Inductivamente Acoplado (ICP-OES) (Figuras 4.7A y 4.7B). Mediante esta técnica es posible determinar de forma cuantitativa la mayoría de los elementos de la tabla periódica a niveles de traza y ultra traza, partiendo de la misma disolución acuosa. En geología se utiliza para determinación de la procedencia de sedimentos y rocas a través de su composición y además para evaluar la contaminación de suelos. Determinación de metales y contaminantes en aguas continentales, salmueras y aguas de mar.

La muestra, en forma líquida, es transportada por medio de una bomba peristáltica hasta el sistema nebulizador donde es transformada en aerosol gracias a la acción de gas argón. Dicho aerosol es conducido a la zona de ionización que consiste en un plasma generado al someter un flujo de gas argón a la acción de un campo magnético oscilante inducido por una corriente de alta frecuencia. En el interior del

plasma se pueden alcanzar temperaturas de hasta 7726°C. En estas condiciones, los átomos presentes en la muestra son ionizados/excitados. Al volver a su estado fundamental, estos iones o átomos excitados emiten radiaciones de una longitud de onda que es característica de cada elemento. Esta radiación pasa a través de un sistema óptico que separa la radiación según su longitud onda. A continuación, un detector mide la intensidad de cada una de las radiaciones relacionando ésta con la concentración de cada elemento en la muestra. Este equipo introduce la visión axial, que proporciona mejores límites de detección gracias al incremento de camino óptico. La visión radial junto con la visión axial (visión dual) permite extender el rango dinámico lineal.

El objetivo fue determinar las cantidades de metales como: Plata, Aluminio, Boro, Bario, Bismuto, Calcio, Cadmio, Cromo, Cobalto, Cromo, Cobre, Hierro, Galio, Indio, Potasio, Litio, Magnesio, Manganeseo, Molibdeno, Sodio, Níquel, Fósforo, Plomo, Silicio, Estaño, Estroncio, Titanio, Talio, Vanadio, y Zinc.

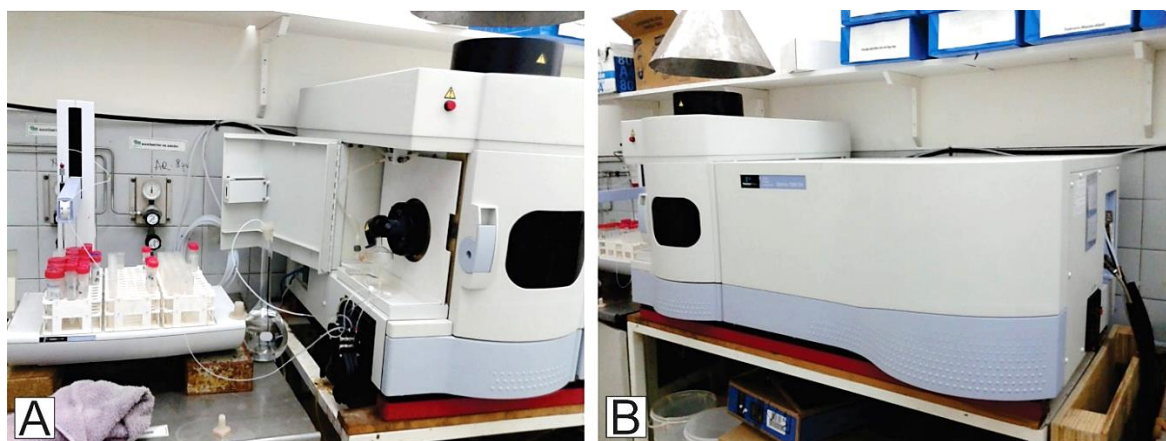


Figura 4.7. Equipo para medir ICP-OES. Marca: Perkin Elmer, Modelo: Optima 7300 DV.

#### 4.2.5. Levantamiento de datos de vegetación

La cuantificación de la proporción de los fragmentos de rocas y sus características sedimentológicas es importante al momento de determinar y explicar las causas de las propiedades de las comunidades de la vegetación presentes.

El sedimento fino ubicado entre los fragmentos de rocas nos aporta información sobre la intensidad de los procesos hídricos superficiales y procesos eólicos propios

de zonas áridas. La descripción de estos elementos es importante para determinar relaciones con la cobertura de la vegetación, el mantillo y para determinar procesos geomorfológicos activos o inactivos, entre otros.

#### 4.2.5.1. *Riqueza y diversidad*

La riqueza (S), determinada por el número total de especies obtenido por un censo de la comunidad, nos aporta información sobre la composición de la comunidad de vegetación.

La diversidad, expresada como la uniformidad de los valores de importancia a través de todas las especies de la muestra, mide el grado promedio de incertidumbre en predecir a que especie pertenecerá un individuo escogido al azar de una colección (Magurran, 1988; Peet, 1974; Baev y Penev, 1995). Asume que los individuos son seleccionados al azar y que todas las especies están representadas en la muestra. Adquiere valores entre cero, cuando hay una sola especie, y el logaritmo de S, cuando todas las especies están representadas por el mismo número de individuos (Magurran, 1988).

En este trabajo, se toma la diversidad de Shannon-Wiener (Moreno, 2001):

$$H' = - \sum p_i \ln p_i$$

H: diversidad de Shannon-Wiener

$p_i$ : (cobertura por especie)

#### *Unidades de muestreo (UM)*

El diseño experimental para determinar la cantidad y la ubicación de las UM es muy importante. Cada UM está determinada por la identificación, clasificación y mapeo en las etapas anteriores. Cabe destacar que la accesibilidad a la zona de toma de dato es otro factor importante que condicionará el trabajo en el campo.

Cada UM consiste en una línea de 50 m de largo, donde se efectúan registros de las variables cada 0,50 m (100 puntos en total) mediante el método de Point

Quadrat Modificado (Passera *et al.*, 1983). Este método consiste en extender una cinta métrica y cada medio metro y mediante una varilla de 1 cm de diámetro, se contabiliza la cantidad de “toques” entre las variables elegidas (vegetación, fragmentos de rocas, mantillo y matriz interfragmental) y la varilla. Para determinar la riqueza de especies de plantas, se incorporan aquellas especies no inventariadas en el censo pero que se encuentran a 1 m. de distancia a ambos lados de la línea principal asignándoles un valor de cobertura de 0,1%. Se obtiene así, una UM de 100 m<sup>2</sup>.

#### 4.2.6. Análisis estadístico

Por medio de análisis estadísticos multivariados, se han aplicado técnicas para detectar relaciones entre variables, con el fin de reducir la dimensión de grandes cantidades de datos tomados en campo (Variables de suelos, de vegetación, de superficie y propiedades fisicoquímicas). El objetivo es detectar grupo de variables correlacionadas (componentes principales) o grupo de individuos semejantes (clúster).

Es necesario realizar análisis multivariados, ya que suelen haber variables de una misma unidad que pueden estar correlacionadas. De este modo, se trata de evitar interpretaciones erróneas al hacer análisis univariados de variables con el supuesto de independencia entre variables.

Los diagramas de dispersión son gráficos que ayudan a establecer visualmente agrupaciones o datos atípicos, que no son posibles de visualizar desde el análisis univariados.

La cantidad de variables dentro de un análisis es perjudicial ya que los posibles coeficientes de correlación aumentan a medida que el número de variables aumentan. Es por ello, que se hace necesario reducir el número de variables. Otro problema es reconocer poblaciones o grupos de individuos semejantes desde el punto de vista de un conjunto de variables.

Para el análisis multivariado se utilizó el software de uso libre RStudio v3.3.0. La base de datos que se utilizó está conformada por datos tomados en campo de 73

puntos de observación, cargados en una planilla de Excel. Lo necesario es que, en caso de contar con valores decimales, se debe utilizar punto en vez de coma (variables cuantitativas continuas). La planilla debe ser lo más sencilla posible en cuanto a nombres evitando colocar letras mayúsculas, espacios, símbolos, acentos, entre otros. Las variables medidas fueron: variables topográficas: latitud (m), longitud (m), altitud (m), variables edafológicas: horizonte (cm), pH (adim), CE ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), arena (%), limo (%), arcilla (%), carbonatos (cualitativo), variables superficiales: roca (%), sedimento (%), mantillo (%), vegetación (%), riqueza (cuantitativo), diversidad (%). De estas variables no se usaron dentro del análisis a la latitud, longitud y carbonato (factor; cualitativas).

Posteriormente, se convirtió la planilla de Excel en un archivo con extensión “.txt” o “.csv”, este procedimiento es necesario porque RStudio trabaja solo con este tipo de archivos. Una vez cargado en el programa, se procedió a realizar un subconjunto de variables excluyendo a la latitud, longitud y el carbonato (categóricas).

Se observaron los coeficientes de asimetrías para cumplir con el principio de linealidad, esto es necesario para el análisis de componentes principales. Para aquellos casos de asimetría positiva o negativa, se les realizó una transformación logarítmica más la suma de una constante para cada variable. La constante no debe ser superior al límite inferior del “rango” de la variable.

Posteriormente se obtienen los coeficientes de correlación entre las variables y se realiza el análisis de componentes principales y clúster, con el objetivo de determinar las relaciones entre variables que caen dentro de una misma componente principal.

## **CAPÍTULO V: GEOMORFOLOGÍA DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA MATAGUSANOS**

### **5.1. Introducción**

Desde el punto de vista geomorfológico, Aparicio (1966), distinguió en la Provincia de San Juan dos tipos de relieves: positivo (Cordillera, Precordillera y Sierras Pampeanas) y negativo (Depresiones Barreal-Rodeo, Precordilleranas y de la Travesía y el gran Bajo Oriental).

Suvires (2000), elaboró la cartografía geomorfológica de la provincia de San Juan a escala 1:1 000 000. El territorio sanjuanino, dividido en grandes regiones morfoestructurales fueron vinculados con los distintos procesos exógenos tales como: fluvial, eólico, glacifluvial y de remoción en masa. Por otro lado, están los procesos endógenos asociados a tectónica y vulcanismo.

Considerando el mapa geomorfológico de la provincia de San Juan, el área de trabajo forma parte de la unidad clasificada por Suvires (2000) como Geoformas y depósitos vinculados a procesos exógenos de genesis fluviales, coluviales y/o aluviales.



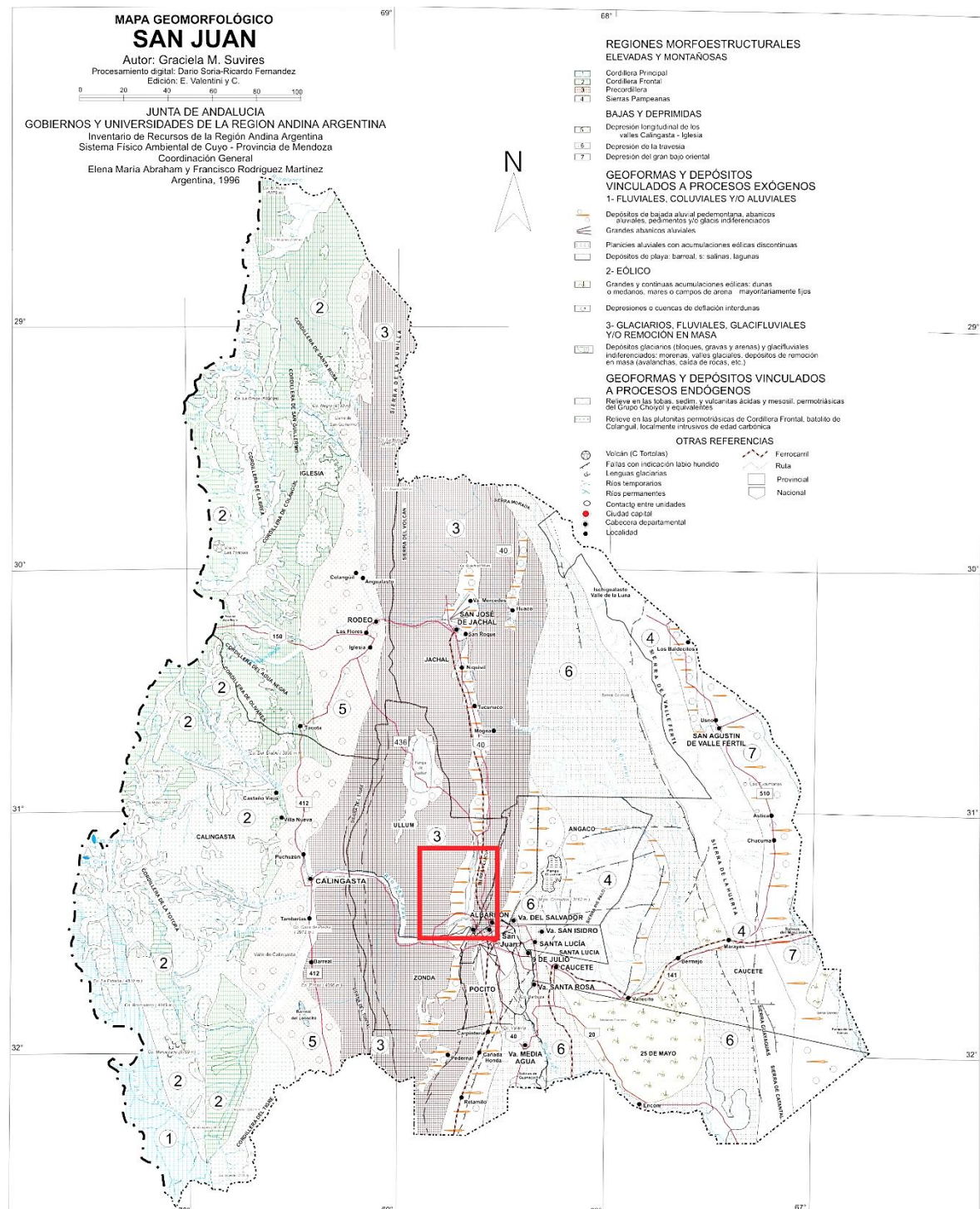


Figura 5.1. Mapa geomorfológico de la provincia de San Juan. Tomado de Suvires (2000).

La distribución expresada en porcentaje, de la superficie que abarca la cuenca de Matagusanos es la siguiente: geoformas erosionales-exhumadas por tectónica,

35,9 %; geoformas fluviales, 60,2 %; geoformas poligenéticas, 1,06 %; geoformas lacustres, 2,4 % y las geoformas de remoción en masa, 0,35 % (Figura 5.2).

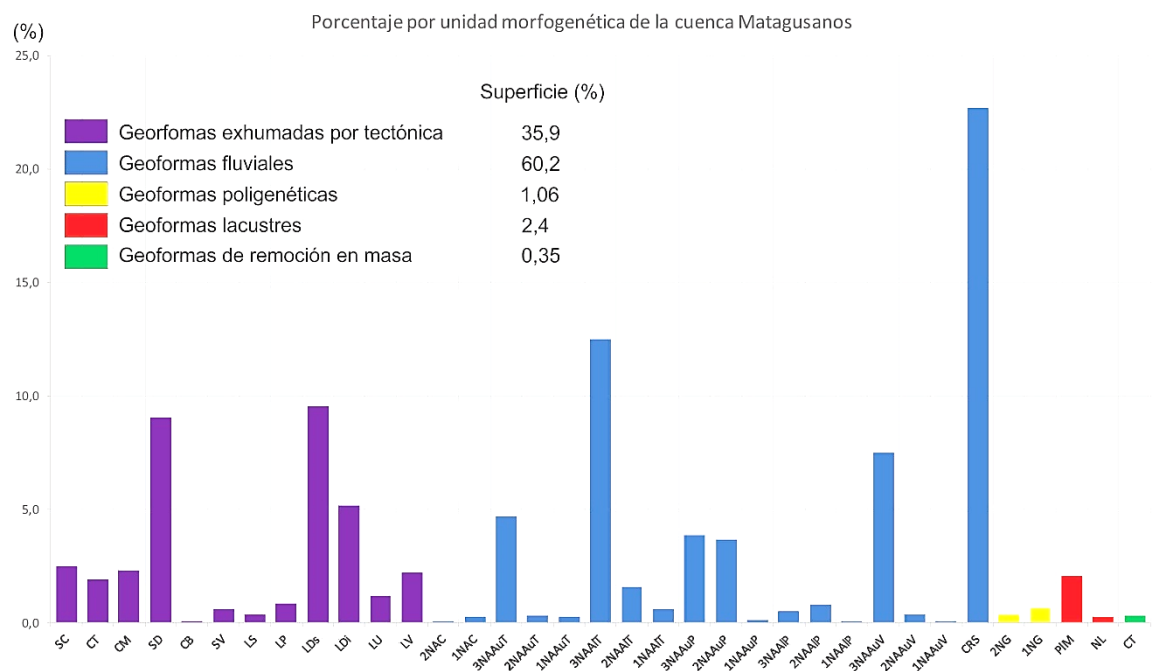


Figura 5.2. Gráfico de barras que muestra el porcentaje por morfogénesis de las geoformas.

## 5.2. Unidades Geomorfológicas (Mapa Principal)

Teniendo en cuenta que el objetivo fundamental de este estudio es la geología del Cuaternario, los aspectos geomorfológicos inherentes y cómo estos impactan en el desarrollo de suelos y la vegetación nativa asociada, este capítulo intenta puntualizar el análisis sobre las geoformas de edad cuaternaria, que es donde se desarrollan las principales actividades antrópicas en la cuenca hidrográfica de Matagusanos.

Las estructuras conectadas a la tectónica andina se manifiestan en el sistema de empuje. Las principales fallas se encuentran frecuentemente a largo de los bordes orientales de las formas erosionales propias de Precordillera Central, sobreponiendo rocas de edades paleozoicas y del neógeno. Estos mismos tipos de contactos pueden verificarse en las serranías que integran Precordillera Oriental, solo que en ellas las estructuras se localizan sobre el borde occidental. (Paredes y Perucca, 2000).

En las depresiones los depósitos neógenos están relacionados mediante superficies erosivas con depósitos cuaternarios. Las estructuras neotectónicas con orientación NNE-SSW afectan a estos depósitos, exponiendo rocas Neógenas (Ocaña *et al.*, 2016).

Las estructuras ocasionan una modificación y configuración del relieve. Los piedemontes, que son afectados por tectónica regional activa si bien son de longitud variable tienen un ancho estrecho, no así aquellos que no tienen una influencia tectónica tan marcada, desarrollando un piedemonte con mayor espacio de acomodación (Suvires y Zambrano, 2000; Suvires, 2013)

## 5.3. Geoformas erosionales-exhumadas por tectónica

Las formas erosionales y exhumadas por tectónica son:

### *Sierra de la Cantera (SC)*

Esta sierra se encuentra ubicada en el extremo oeste del área de trabajo y actúa como divisoria de las aguas que drenan hacia el este, la CHM y hacia el oeste, la

quebrada de las Burras. La altura máxima es cercana a los 3100 m snm. Se caracteriza por su pendiente pronunciada en su afloramiento rocoso, superiores al 40 %, y se dispone en dirección norte-sur con una longitud próxima a los 25 km y 10 km de ancho. El área de esta geoforma que drena hacia la CHM de 33,9 km<sup>2</sup>.

Esta integrada por areniscas, lutitas, margas y grauvacas de la Formación Tambolar de edad silúrico y por lutitas y areniscas de la Formación Talacasto de edad Devónico inferior y las lutitas-areniscas de la Formación Punta Negra de edad devónico medio-superior completan la secuencia. Los estratos tienen buzamiento de sus capas hacia el oeste.

Ambos flancos de esta sierra están bordeados por fallamiento tectónico de vergencia oriental, que vincula los depósitos paleozoicos con rocas de edades Neógenas expuestos en los piedemontes (Figura 5.3).

#### *Cerro Tambolar (CT) - Cerro Molle (CM)*

La altura máxima no supera los 3000 m snm y presenta un gran desnivel de 800 m. Las pendientes de sus laderas son mayores al 40 % en su sector central y disminuyen hacia el norte. Estas geoformas se encuentran elongadas en sentido norte-sur con una longitud de aproximadamente 60 km y 4 km de ancho. El área es de 57 km<sup>2</sup> (Figura 5.3).

Esta comprendida por calizas y margas de edad ordovícicas inferior de la Formación San Juan. Areniscas, lutitas, margas y grauvacas de la Formación Tambolar de edad silúrico. Lutitas y areniscas de la Formación Talacasto de edad devónico inferior y las lutitas-areniscas de la Formación Punta Negra de edad devónico medio-superior completan la secuencia.

Estructuralmente están afectados en su borde oriental por corrimientos que exponen las secuencias paleozoicas, con estratos buzantes al oeste, y las vincula directamente con rocas de la Formación Albarracín.

*Sierra de Talacasto (ST) - Sierra de la Dehesa (SD)*

La altura máxima es de 2700 m snm y el desnivel es de 1100 m. La pendiente es mayor al 40 %. Estas geoformas constituyen un gran cordón de más de 75 km de longitud en sentido norte-sur y ancho que promedia los 3,5 km. El área es de 161,5 km<sup>2</sup>.

La litología es similar a las dos unidades anteriores. Caracterizadas por calizas y margas de edad ordovícicas inferior de la Formación San Juan, areniscas, lutitas, margas y grauvacas de la Formación Tambolar de edad silúrico, lutitas y areniscas de la Formación Talacasto de edad devónico inferior y las lutitas-areniscas de la Formación Punta Negra de edad devónico medio-superior. Cabe resaltar que a medida que nos movemos hacia el norte las rocas carbonáticas de la Formación San Juan van siendo más importante en cuanto a su volumen y lo inverso le sucede las rocas silicoclásticas del devónico-silúrico (Figura 5.3).

En el sector norte de este cordón se encuentra una repetición litológica de rocas paleozoicas con estratificación buzante al oeste, debido a la acción del sistema de corrimiento oriental de Precordillera Central que se localiza por el borde oriental de las serranías (Baldis y Chebli, 1969).

*Cerro los Baños (CB)*

Presenta forma redondeadas en planta, colores blanquecinos fácilmente identificables en imágenes satelitales. La altura máxima es de 1700 m snm y el desnivel es de 300 m. La pendiente es abrupta (> 40 %) con paredes escarpada de sus afloramientos y el área es de 1 km<sup>2</sup>.

Este cerro forma parte del complejo subvolcánico río Blanco. Tiene un predominio de contactos concordantes con las sedimentitas, siendo de tipo dómico e interpretado como lacolito que intruye a rocas sedimentarias paleozoicas y cenozoicas (Leveratto, 1976). Litológicamente está constituido por rocas dacíticas y andesíticas (Figura 5.3).





Figura 5.3. Imagen de GE donde se muestra fundamentalmente las unidades de Precordillera Central.

#### *Lomas el Salto (LS)*

Son un grupo de lomadas o lomas distribuidas en sentido norte-sur, que se localizan, entre las sierras de la Dehesa-Talacasto por el occidente y las lomas de la Dehesa por el oriente. Estas lomas actúan como reten de los flujos que descienden desde el oeste, esto sumado a la tectónica reciente que genera un levantamiento de los depósitos aluviales cuaternarios y expone afloramiento neógenos. La altura máxima es de 1670 m snm y el desnivel es de 320 m. Las pendientes son mayores al 30 %, el área es de 5,1 km<sup>2</sup>.

Compuesto litológicamente por rocas paleozoicas como lutitas y areniscas de la Formación Talacasto de edad devónico inferior. En discordancia sobre ellas se apoya las grauvacas y lutitas de la Formación Punta Negra de edad devónico medio-superior (Figura 5.4).

Desde el punto de vista estructural, estas lomas están afectadas en sus flancos por fallas inversas de alto ángulo en superficie, lo que las posiciona sobre depósitos neógenos. Sobre el flanco occidental se localiza la falla el Salto que inclina hacia el



este con alto ángulo y sobre el borde oriental, la denominada falla Oriental, que buza hacia el oeste. Este esquema estructural hace interpretar que esto es la expresión tectónica más occidental del ambiente de Precordillera Oriental. (Paredes y Perucca, 2000).



Figura 5.4. Vista hacia el norte de los afloramientos rocosos de las lomas el Salto. Lateralmente estos afloramientos se encuentran rodeados por niveles aluviales cuaternarios. Hacia el oeste de las lomas el Salto se conservan depósitos aluviales elevados en el piedemonte, estos cubren a las sedimentitas neógenas.

#### *Lomas de la Dehesa superior e inferior (Lds - Ldi)*

Son lomadas que se encuentran segmentadas por acción fluvial y es por estos sitios por donde drenan las descargas fluviales y son depositadas finalmente en el piedemonte o el semibolsón de Matagusanos. Las lomas se distribuyen con rumbo noreste-suroeste hacia el oeste del semibolsón de Matagusanos, tienen una longitud de 40 km aproximadamente y un ancho variable de 3,5 km, con un máximo

hacia el sur de 8 km. La altura máxima no supera los 1700 m snm, el desnivel es de 500 m y la pendiente menor al 30 %. *Lds* tiene un área de 127,7 km<sup>2</sup> y el de *Ldi* es de 69,3 km<sup>2</sup>.

Están constituidas por rocas sedimentarias como areniscas, limolitas y conglomerados continentales de las formaciones Albarracín de edad mioceno (*Ldi*). Yacen sobre ellas areniscas y conglomerados de edad plioceno-pleistoceno inferior de la Formación Mogna (*Lds*) (Baldís *et al.*, 1979), sobre estas rocas, en contacto discordante se encuentran depósitos de abanicos aluviales (Figura 5.5).

Sobre el borde occidental de las lomas de la Dehesa se localiza la falla Los Blanquitos (Bastías, 1985), esta es una falla buzante al este con alto ángulo en superficie y rumbo casi norte-sur.

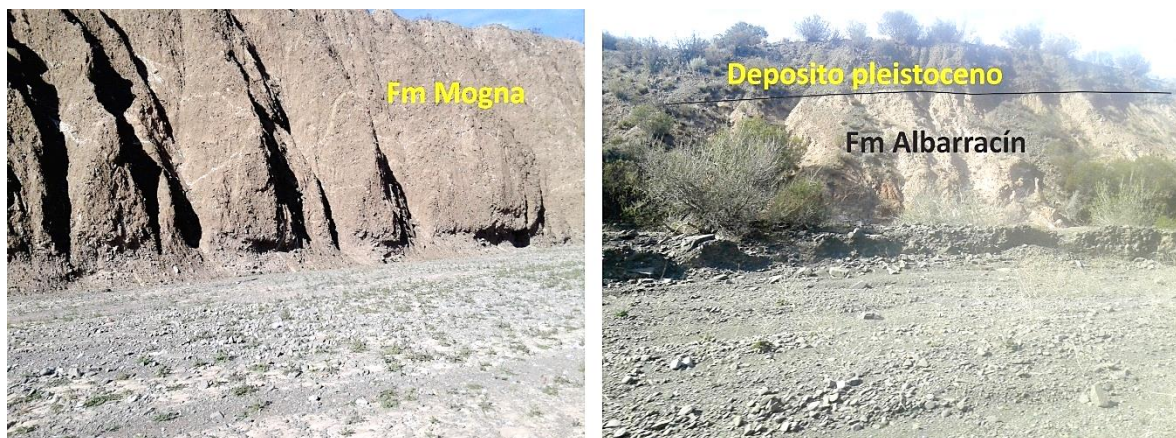


Figura 5.5. En esta figura se muestran los afloramientos de las Formaciones Mogna y Albarracín. En la imagen de la derecha se encuentran los depósitos de abanicos aluviales sobre los afloramientos de la Formación Albarracín.

#### *Lomas de Ullum (LU)*

Es una geoforma elongada, dispuesta en sentido norte-sur. El desnivel es de 450 m, siendo la altura máxima de 1300 m snm y 850 m snm su mínima con pendientes inferiores al 30 % y un área de 16 km<sup>2</sup>. Además, aquí se localiza la divisoria de aguas entre la cuenca Matagusanos y de Tulum (Figura 5.6).

Litológicamente están conformadas por rocas conglomerádicas, areniscosas y limolíticas de las Formaciones, Albarracín y Lomas de Las Tapias de edades

neógenas. Los mismos depósitos de estas lomas continúan hacia el norte y constituyendo lo que se conoce como lomas de Villicum.

El borde oriental no presenta perturbaciones estructurales, no así el borde occidental donde los estratos que inclinan al oeste son afectados por un sistema de falla, que exponen en superficie afloramientos de Formación Loma de Las Tapias.

#### *Lomas de Villicum (LV)*

Estas geoformas se encuentran hacia el este del semibolsón de Matagusanos, sobre el piedemonte occidental de la sierra de Villicum.

El desnivel de estas lomadas es de 50 m con alturas máximas de 1350 m snm. Con pendientes suaves ( $< 25\%$ ) y un área de  $29,7 \text{ km}^2$  (Figura 5.6).

Litológicamente están conformados por limolitas, areniscas y conglomerados de las Formaciones Loma de Las Tapias y Mogna de edades neógenas.

El borde oriental de estas lomadas está sometido a fallamiento que eleva los afloramientos neógenos. Ésta falla es de tipo inverso, buzante al este.

#### *Lomas de los Pozos (LP)*

Localizadas en el extremo noreste de la cuenca de Matagusanos. La altura máxima es de 1300 m snm y un desnivel de 350 m. La pendiente es menor al  $25\%$ . Esta geoforma cubre un área de  $11,65 \text{ km}^2$

Conformado por limolitas, areniscas y conglomerados de las Formaciones: Quebrada del Cura (Neógeno superior), río Jáchal (Neógeno superior), Mogna (Plioceno-Pleistoceno inferior) y depósitos aterrazados pedemontanos (Pleistoceno medio-superior).

Afectadas por procesos tectónicos que exponen depósitos sinorogénicos de cuenca de antepaís. El buzamiento de los estratos indica que la vergencia de las estructuras es oriental.

*Sierra de Villicum (SV)*

Esta geoforma se extiende en sentido norte-sur, ocupando el borde oriental del área de trabajo. Teniendo en cuenta la divisoria de agua, solo 1/3 de esta geoforma aporta actualmente su carga y agua a la cuenca de Matagusanos. Los desniveles son superiores a los 700 m, si consideramos su altura máxima (1990 m snm). El área que posee es de 8,43 km<sup>2</sup>.

Composicionalmente, esta geoforma está integrada por rocas de edad paleozoico entre las que se encuentran el grupo Marquesado, conformado por calizas arcillosas, margas, dolomías, fangolitas calcáreas y las calizas y margas de la Formación San Juan. También forman parte de esta sierra, las lutitas de la Formación Gualcamayo y los conglomerados-areniscas de la Formación la Cantera, sin embargo, estas últimas rocas se encuentran sobre el borde oriental, no aportando material a la cuenca de Matagusanos.

El *Knickpoint* que genera la falla Villicum-Zonda, la cual se desarrolla por el borde occidental de dicha geoforma, ocasiona un gran desnivel topográfico con las rocas pleistocenas. Este importante fallamiento genera el ascenso de la sierra y condiciona la forma del perfil transversal, siendo de tipo asimétrica con un mayor desarrollo del piedemonte oriental (Baldis *et al.*, 1979) (Figura 5.6).

La red de drenaje es tipo paralela con alto control estructural, asociados a sistemas de fracturas con rumbo meridional.



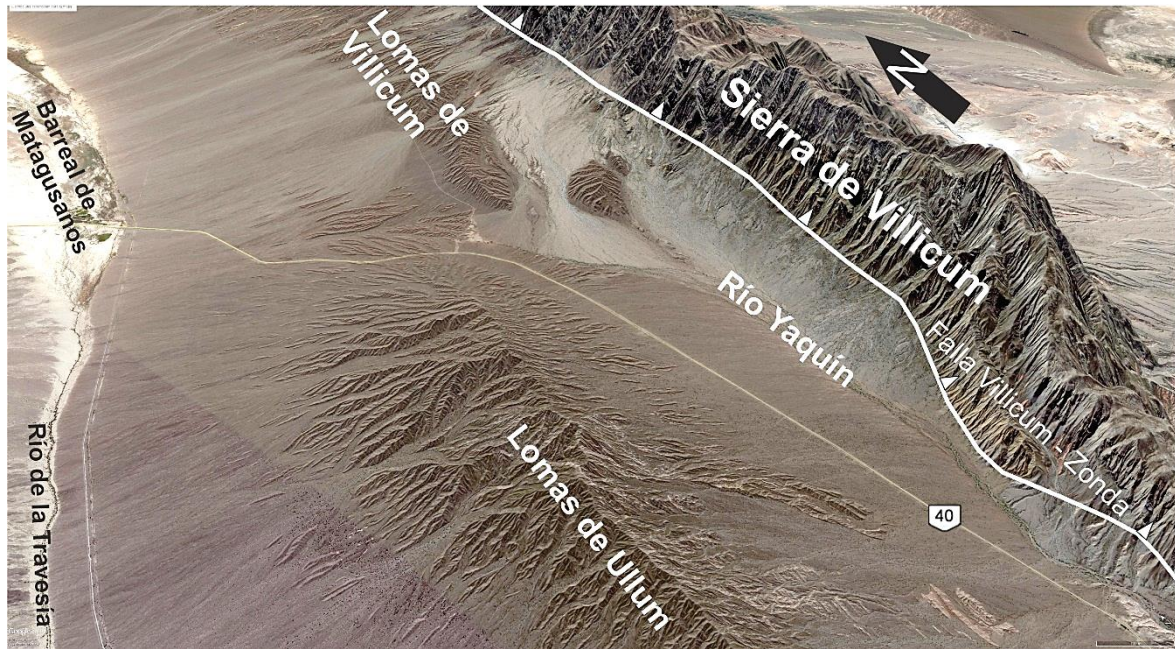


Figura 5.6. Imagen GE donde se muestran algunas de las unidades del sistema montañoso.

#### 5.4. Geoformas fluviales

Las geoformas que integran esta unidad son las que mayor superficie ocupan si las comparamos con otras geoformas también de edad cuaternaria. Además, se han diferenciado niveles de abanicos aluviales y abanicos coluviales. Estos últimos, conforman un ambiente depositacional intermedio, entre los taludes (Geoformas de remoción en masa) y los abanicos aluviales (Bilkra y Nemec, 1998), siendo de menores dimensiones y mayores pendientes que los abanicos aluviales. Genéticamente los abanicos aluviales se construyen a partir de cursos fluviales que drenan áreas grandes, mientras que los abanicos coluviales se forman a la salida de pequeñas quebradas o canales de longitudes menores.

##### *Cauces activos*

Todos los cauces que se localizan en el área de estudio son de carácter estacionales, siendo funcionales generalmente época estival. A grandes rasgos se pueden diferenciar dos tipos de cauces: los que se ubican en las unidades autóctonas y los que están relacionados con las unidades alóctonas.

Los cauces de las unidades autóctonas en sectores proximales al frente montañoso se caracterizan profundos. El ancho es menor a 5 metros, sin embargo, en sentido vertical pueden alcanzar los 20 m aproximadamente. A medida que nos alejamos del frente montañoso la densidad de arroyos va aumentando, lo que ocasiona una disminución de las dimensiones de los cauces. Sin embargo, el área aproximada es de 303,6 km<sup>2</sup>.

Los cauces de las unidades alóctonas son más estables en cuanto a las variaciones de sus tamaños. Son cauces de gran envergadura y grandes colectores del sistema hídrico, ya que provienen de la cuenca Campo Ciénaga Redonda. El ancho de los cauces de mayor orden no supera los 200 m de ancho y 15 m de alto en sectores proximales a los frentes montañosos. Generalmente la vegetación que se dispone en las inmediaciones de estos cauces es de gran porte, sin embargo, esto no se da en cauces de las unidades autóctonas, siendo en ellas la vegetación más bien de tipo arbustiva (Figura 5.7).

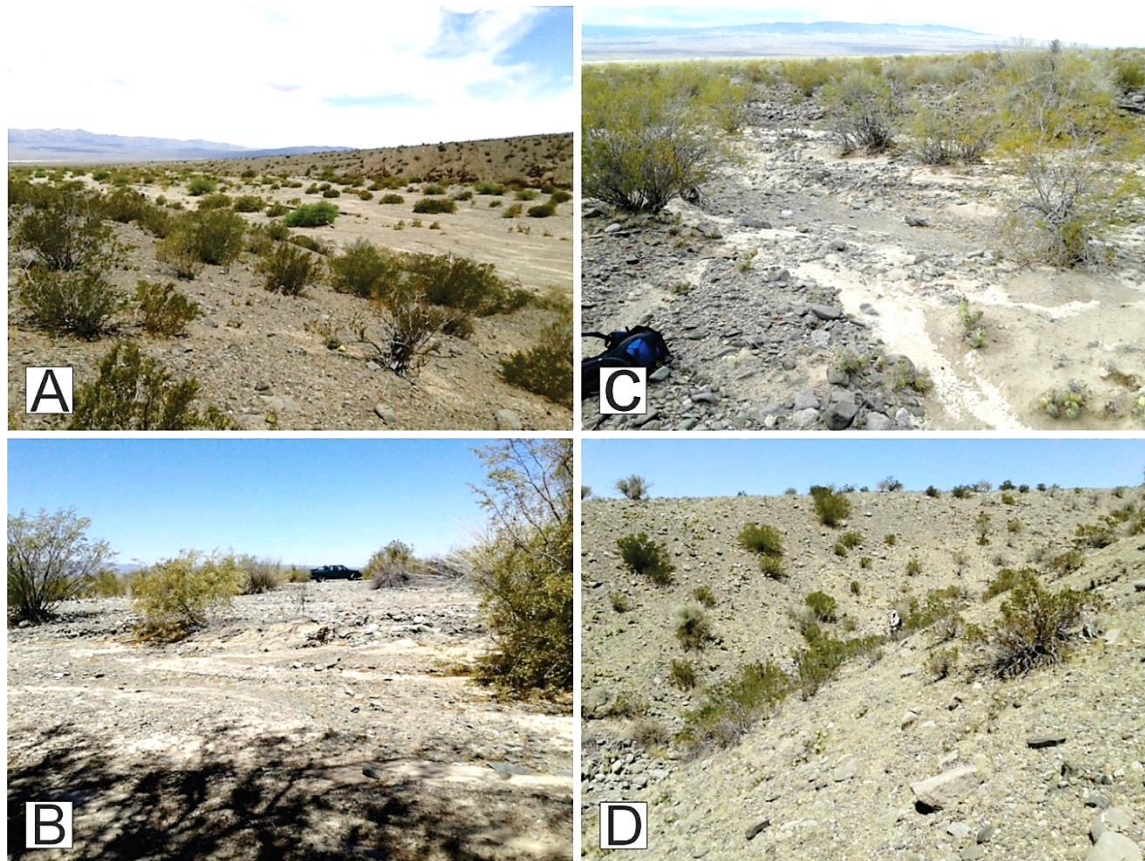


Figura 5.7. Cauces de las unidades autóctonas (D) y alóctonas (A, B, C).



*Primer nivel de abanicos coluviales (1NAC)*

Estas geoformas se encuentran mayormente sobre el flanco oriental de las sierras de la Dehesa y Talacasto. La extensión longitudinal de estas geoformas es inferior a los 1,5 km y son relativamente angostos, producto de los procesos de erosión lateral. En ocasiones están a más de 20 m respecto a la red de canales locales y la pendiente promedio es del 15 %, sin embargo, en los sectores proximales pueden ser de hasta 30 %. El área es de 3,6 km<sup>2</sup>. La pendiente elevada y la altura son principalmente los responsables de la erosión que afectan a este nivel actualmente.

*Segundo nivel de abanicos coluviales (2NAC)*

Longitudinalmente tienen menos de 1 km y un ancho variable que puede ser de hasta 400 m. La pendiente es del 10 % en promedio y el área es de 1,2 km<sup>2</sup>.

Está vinculado de modo adyacente al primer nivel, solo que en este caso las alturas no superan los 5 metros respecto a la red de canales locales. Están menos afectados por erosión vertical y lateral.

**Bloque de Techo***Primer nivel aluvial autóctono (1NAAuT) (Bajada pedemontana de las lomas de la Dehesa)*

Los relictos de estas geoformas están localizados en posiciones topográficas más altas (15 metros aproximadamente respecto a la red de canales locales). Se encuentran ubicados en el sector proximal del piedemonte oriental de las lomas de la Dehesa. Estas geoformas son reducidas en superficie y cantidad. La pendiente promedio de estos depósitos es de 23%, con alta incisión en forma de surcos que los atraviesan de forma longitudinal. El área es de 3,7 km<sup>2</sup>.

En general las superficies de estas geoformas están integradas por un 50 % de grauvacas, 40 % de calizas y el 10 % restante de riolitas, aproximadamente. Los rodados son homogéneos en cuanto a tamaños, no superando los 12 cm. Con forma redondeadas a subredondeadas y alto desarrollo de BD. Procesos de termoclastismo que afecta principalmente a las grauvacas (Figura 5.8).



Figura 5.8. PD del primer nivel aluvial autóctono del bloque de techo. Se observa redondeamiento de los fragmentos.

#### *Segundo nivel aluvial autóctono (2NAAuT)*

Las geoformas que integran este nivel se encuentran del lado bajo del *Knickpoint* que se produce en el límite serranías-piedemontes y en ocasiones se extienden hasta el sector medio del piedemonte de las lomas de la Dehesa. La altura de esta geoforma es de 5-6 m sobre el nivel de la red de canales locales. La pendiente superficial de estos depósitos es aproximadamente del 12 %, dependiendo de la posición que ocupen en el piedemonte, aquellos que están en el sector proximal poseen mayor pendiente que los que se encuentran en el sector medio. Cubren un área de 4,2 km<sup>2</sup>. Este nivel inactivo es afectado de forma moderada por erosión retrocedente en las cabeceras de pequeños arroyos.



La constitución litológica superficial está dada por grauvacas, calizas y riolitas caóticas con bloques que en ocasiones superan los 40 cm de tamaño. En general está cubierto por un 60 % de grauvacas con tamaños de hasta 30 cm, con forma subangulosas, el 25 % son calizas con tamaños que no superan los 25 cm y tienen formas subredondeadas. El 15 % restante son riolitas de hasta 20 cm de forma redondeadas. El desarrollo del BD es moderado, aunque en ocasiones existen grauvacas con BD intenso azulado (Figura 5.9).



Figura 5.9. Segundo nivel autóctono del bloque de techo en donde puede apreciarse características como la heterométrica de los rodados y la pendiente del depósito.

#### *Tercer nivel aluvial autóctono (3NAAuT)*

Este nivel es interpretado como uno de los más recientes, ubicado en el bloque de techo. Está localizado en gran parte del piedemonte oriental de las lomas de la Dehesa, ocupando desde sectores proximales hasta distales. La altura sobre la red de canales locales promedia los 2 m y la pendiente de estas geoformas va desde



el 15 % en sectores proximales y del 3 % en los distales. Poseen un área aproximada de 62,7 km<sup>2</sup> (Figura 5.10).



Figura 5.10. PD desordenado con aumento de la cobertura vegetal de este nivel.

Las superficies de estos depósitos están ocupadas por lo general con un 65 % de grauvacas con tamaños de hasta 25 cm, con forma subredondeadas. 15 % por calizas con tamaños de hasta 12 cm, subredondeadas y el 20 % restante son riolitas de tamaño hasta 15 cm redondeadas. El desarrollo de BD es bajo.

#### *Primer nivel aluvial alóctono (1NAAIT)*

Las características que se tuvo en cuenta para la identificación de este nivel fueron la morfología y la relación altimétrica respecto a los demás niveles alóctonos, esto es debido a que se encuentran en posiciones más altas, respecto de la base de la red de canales, si los comparamos con los niveles autóctonos de la bajada pedemontana de las lomas de la Dehesa.

Debe considerarse que estas geoformas se ubican generalmente en sectores proximales a medio de la bajada pedemontana de lomas de la Dehesa, lo que por efecto se ve reflejado en las superficies planas con pendiente promedio del 3 %, presentan alta incisión producto de la exposición y la erosión retrocedente y concentrada. El área es de 8,1 km<sup>2</sup>.

Los depósitos de estas geoformas también se encuentran ocupando los laterales de las quebradas en las lomas de la Dehesa y en ocasiones depositados luego del *Knickpoint* del borde oriental de las lomas de la Dehesa. Por lo general, estos depósitos fueron erodados en su parte central por el transporte-depositación de aquellos más jóvenes.

El PD está compuesto por 60 % o más de grauvacas con forma subangulosas, y tamaños que en ocasiones alcanzan los 20 cm, 30 % está ocupado por calizas de forma subredondeadas con tamaños de hasta 20 cm, el 10 % restante corresponden a riolitas redondeadas con tamaños de hasta 12 cm. En general los rodados presentan procesos de termoclastismo, lo que se acentúa en riolitas. El tamaño se hace menor para aquellos depósitos de este nivel que se encuentran en la bajada pedemontana de las lomas de la Dehesa. El BD que afectan a los rodados es alto (Figura 5.11).





Figura 5.11. PD organizado, del primer nivel alóctono del bloque de techo. PD es organizado, con homogeneidad del tamaño de los rodados

#### *Segundo nivel aluvial alóctono (2NAAIT)*

Esta unidad se halla ampliamente distribuida por el norte y este de las lomas de la Dehesa. Cabe aclarar que aquellos ubicados hacia el norte son provenientes desde la cuenca de Talacasto. Estos depósitos están distribuidos de forma saltuaria desde el sector proximal al distal, con 1 m de alturas sobre la red de canales locales, la pendiente promedio de estos depósitos es de 4 % y el área es de 21,33 km<sup>2</sup>.

75 % del PD está ocupado por grauvacas con tamaños de hasta 6 cm, con forma subredondeadas, 15 % por calizas con tamaños de hasta 10 cm, subredondeadas y el 10 % restante son riolitas de tamaño hasta 6 cm, redondeadas. El desarrollo de BD es medio. Presenta homogeneidad en cuanto al tamaño de los rodados, aunque en ocasiones aparecen bloques de hasta 50 cm con procesos de termoclastismo (Figura 5.12).





Figura 5.12. PD fino y con alta homogeneidad del tamaño.

### *Tercer nivel aluvial alóctono (3NAAIT)*

Esta geoforma es la que ocupa la mayor superficie de los depósitos aluviales sobre el bloque de techo y conforman la bajada pedemontana oriental de las lomas de la Dehesa. La altura es de 0,5 m sobre la red de canales locales y un aumento significativo en la cobertura de vegetación. La pendiente superficial de esta unidad es en promedio de 2 % y el área que ocupa es considerablemente grande con 167,4 km<sup>2</sup>.

Dinámicamente son depósitos muy afectados en épocas estivales por inundaciones, principalmente en sectores distales, ya que su baja altura respecto al nivel de base ayuda a que esto ocurra.

Las superficies de estas geoformas están constituidas por un 70 % de rodados de grauvacas, con forma subredondeadas con tamaños de hasta 7 cm, 10 % por



calizas subredondeadas con tamaños de hasta 10 cm y el 20 % restante son riolitas (gran cantidad partidas) redondeadas con tamaños de hasta 10 cm. bajo desarrollo de BD. También hay bloques concentrados en algunos sectores de hasta 50 cm (Figura 5.13).



Figura 5.13. PD heterométrico y con aumento de la cobertura vegetal.

### ***Bloque de Piso***

*Primer nivel aluvial autóctono (1NAAuP) (Piedemonte de las sierras de la Dehesa-Talacasto)*

Esta unidad está integrada por escasos relictos, ubicados en la cuenca Campo Ciénaga Redonda, localizados en los piedemontes de las sierras que forman parte de la Precordillera Central. Se encuentran adosados a depósitos rocosos y conforman afloramientos de forma angosta y alargados, tienen pendientes elevadas (15 %) y alta erosión, ocasionando un desgaste permanente de ellos y las

laderas escarpadas. Poseen más de 10 m de altura respecto a la red de canales locales y un área de 2,18 km<sup>2</sup>.

El PD está compuesto por un 85 % de grauvacas con tamaños de hasta 15 cm, de formas subangulosas, 10 % por calizas con tamaños de hasta 10 cm, subangulosas y el 5 % restante está ocupado por riolitas redondeadas con tamaños menores a los 5 cm. El PD presenta desarrollo de BD medio (Figura 5.14).

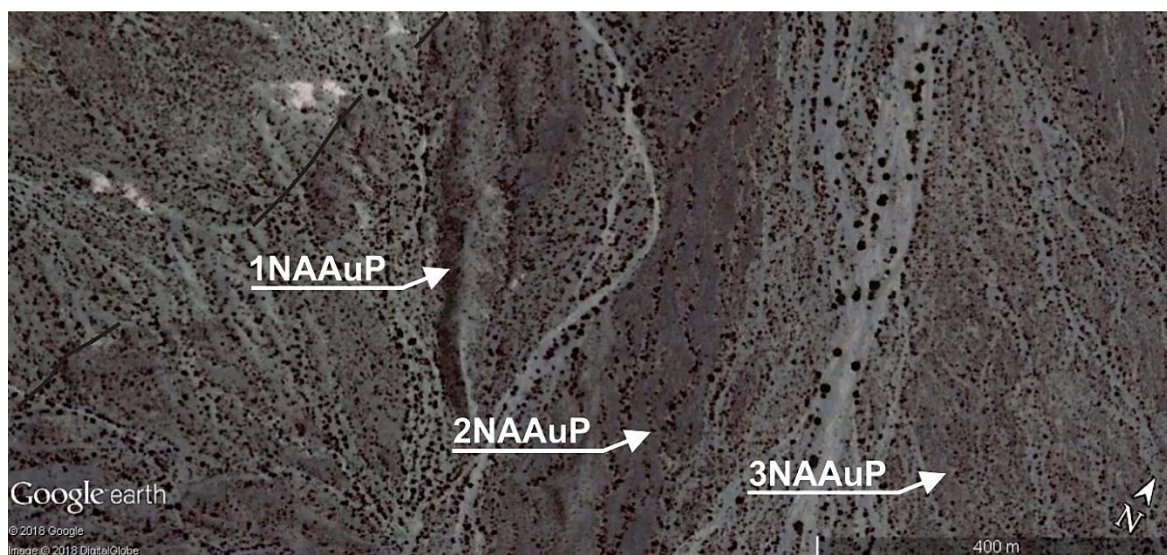


Figura 5.14. Imagen de GE donde se presentan los tres niveles aluviales principales en el bloque de piso.

#### *Segundo nivel aluvial autóctono (2NAAuP)*

Ampliamente distribuidos en la cuenca Campo Ciénaga Redonda y también aquellos depósitos que ocupan los piedemontes de las sierras ubicadas hacia el occidente. Estas geoformas conservan muy bien su morfología de abanicos y en múltiples casos son disectados por cauces actuales, en ocasiones tienen superficies generalmente planas, con pendiente del 8 % en sectores proximales al frente montañoso y del 4 % en sectores distales. Presentan buen desarrollo de PD y BD. La altura respecto al red de canales locales es de 3 m y el área ocupada por éstas geoformas es de 49 km<sup>2</sup>.

El 90 % de la superficie, está ocupado por grauvacas con tamaños de hasta 20 cm, y formas subangulosas, aunque predominantemente son menores a 10 cm, 5 %



por calizas con tamaños de hasta 6 cm, subangulosas, y el 5 % restante por riolitas con tamaños de hasta 2 cm, redondeadas, pero altamente afectadas por meteorización mecánica. El desarrollo de BD es alto (azulada) y se observa evidencia de termoclastismo y presencia de líquenes (Figura 5.15).



Figura 5.15. Fotografía de campo donde se observa el entramado formado por los fragmentos que conforman el PD. Clara predominancia de grauvacas. BD intenso principalmente el lateral superior de los rodados.

### *Tercer nivel aluvial autóctono (3NAAuP)*

La mayor concentración de esta unidad está localizada en sectores distales al frente montañoso y también en los sectores centrales de los abanicos más antiguos, incididos posteriormente por flujos y quedando esta unidad como depósitos en los bordes. Constituyen los depósitos más recientes dentro de la cuenca Campo Ciénaga Redonda. La pendiente de estos depósitos es en promedio del 2 % en zonas distales, sin embargo, pueden llegar a poseer valores de hasta el 6 % en



zonas proximales. Las alturas respecto a la red de canales locales son inferiores a los 2 m y ocupan un área de 51,9 km<sup>2</sup> (Figura 5.16).



Figura 5.16. Superficie típica del nivel aluvial autóctono del bloque de piso. Puede apreciarse que los fragmentos son bastante heterométricos y la cobertura vegetal es más frecuente.

El 75 % de la superficie está ocupado por grauvas con tamaños de hasta 10 cm, y formas subangulosas, 20 % por calizas con tamaños de hasta 30 cm, subangulosas y el 5 % restante son riolitas de tamaño hasta 5 cm redondeadas. El desarrollo de BD es bajo. Presencia de termoclastismo en grauvas.

#### *Primer nivel aluvial alóctono (1NAAIP)*

Esta unidad está representada por escasos afloramientos en el sector central de la cuenca Campo Ciénaga Redonda. Frecuentemente están elevados, en sectores proximales al frente montañoso, aunque también se encuentran resguardados detrás de afloramientos rocosos. Estas geoformas son alargadas y angostas con



alta disección fluvial y laderas inclinadas. Debido a la acción hídrica permanente sobre estos depósitos, estos no logran una estabilización que permita el desarrollo de un PD organizado y homogéneo. Además, contribuye a una permanente decapitación de las capas de suelos que pudieran desarrollarse por debajo del PD, mediante erosión laminar.

Las pendientes inferiores registradas fueron del 7 %, pero para aquellos depósitos ubicados en sectores proximales aumenta considerablemente hasta el 15 %. La altura respecto a la red de canales locales es de 15 m y el área de 1,2 km<sup>2</sup>.

90 % de la superficie está ocupado por grauvacas con tamaños de hasta 12 cm, con forma subangulosas, 5 % por calizas con tamaños de hasta 7 cm, subangulosas. El 5% restante está ocupado por riolitas redondeadas con tamaños menores a 3 cm. El PD contiene desarrollo de BD bajo a medio (Figura 5.17).



Figura 5.17. PD del primer nivel de abanicos aluviales alóctonos del bloque de piso.



*Segundo nivel aluvial alóctono (2NAAIP)*

Esta geoforma está representada por grandes abanicos aluviales, que se encuentran bien preservados en la parte central de la cuenca Campo Ciénaga Redonda. En ellos es en donde mejor se encuentra las mejores expresiones del fallamiento activo de la zona de estudio. La pendiente de estos depósitos es de 6 %, mostrándose casi constante desde la zona proximal hasta la distal. La altura respecto a la base de la red de canales locales es de 7 m y el área de estas geoformas es de 11,1 km<sup>2</sup>.

El 85 % de la superficie está ocupado por grauvacas con tamaños de hasta 10 cm, con forma subangulosas, 15 % por calizas con tamaños de hasta 20 cm, subredondeadas. El PD contiene desarrollo de BD medio (Figura 5.18).



Figura 5.18. PD ordenado con moderada homogeneidad de tamaño.



*Tercer nivel aluvial alóctono (3NAAIP)*

Son depósitos distribuidos entre los lóbulos de afloramientos del 2NAAIP. La pendiente de estos depósitos es de 5 % aunque puede variar dependiendo donde se encuentren ubicados. Las alturas respecto a la red de canales locales son de 1 m y un área de 6,9 km<sup>2</sup>.

El 85 % de la superficie está ocupado por grauvacas con tamaños de hasta 5 cm de forma subredondeadas, 10 % por calizas con tamaños de hasta 20 cm, subredondeadas y el 5 % restante son riolitas redondeadas de tamaño de hasta 4 cm. El desarrollo de BD es nulo (Figura 5.19).

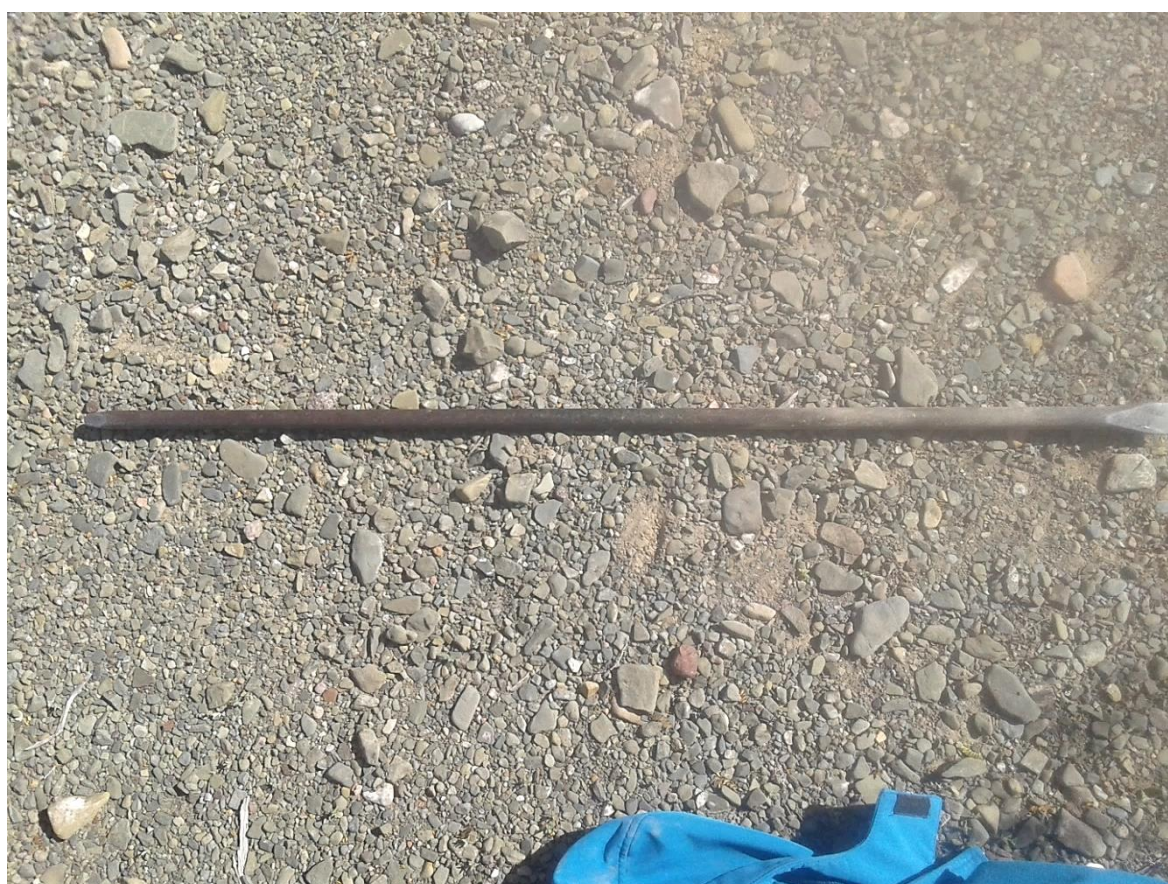


Figura 5.19. PD fino, heterogéneo en cuanto al tamaño.

*Primer nivel aluvial autóctono (1NAAuV) (piedemonte de la sierra de Villicum)*

Esta unidad está conformada por grandes lóbulos de abanicos aluviales en contacto con los afloramientos rocosos de las lomas de Villicum, localizados en la bajada



pedemontana proximal de la sierra de Villicum, que forman parte de Precordillera Oriental. Estos depósitos tienen pendientes casi nulas y cárcavas de erosión en donde la cobertura de vegetación es predominante. Poseen más de 10 metros respecto a la red de canales locales y un área de 1,4 km<sup>2</sup>.

El PD está compuesto por un 80 % de calizas con tamaños de 7-8 cm, pero también se encuentran presente bloques de hasta 20 cm, de formas subangulosas, 15 % por riolitas con tamaños de hasta 8 cm, redondeadas y BD azulado sobre ellas, y el 5 % restante está ocupado por grauvacas subangulosas con tamaños menores a los 10 cm. Las rocas ígneas cuentan con BD alto sobre las caras expuestas, sin embargo, esto no se aprecia en rocas carbonáticas. Los bloques de calizas se encuentran cubiertas por biocostras (Figura 5.20).



Figura 5.20. PD fino, a simple vista no se distingue el BD intenso en riolitas y grauvacas.



*Segundo nivel aluvial autóctono (2NAAuV)*

Esta unidad se encuentra distribuida en el sector medio del piedemonte de la sierra de Villicum, también se encuentran algunos depósitos en sitios topográficamente altos entre las lomas de Villicum y sierra de Villicum, en el sur del piedemonte. Estos depósitos tienen una altura sobre la red de canales locales de hasta 10 m, cubren un área de 5 km<sup>2</sup> y pendiente suave.

50 % del PD está ocupado por calizas con tamaños de hasta 7 cm, con forma angulosas, 45 % por riolitas, con tamaños de hasta 7 cm, redondeadas y fracturadas, el 5 % restante son grauvacas de tamaño hasta 6 cm, subangulosas. El desarrollo de BD es de grado intermedio, rocas ígneas y grauvacas en ocasiones se encuentran cubiertas por BD intenso. Se observa homogeneidad en cuanto al tamaño de los rodados y biocostras en calizas (Figura 5.21).



Figura 5.21. PD de tamaño mediano, con coloración más oscura que el nivel aluvial más antiguo, debido a la alta proporción de riolitas.



*Tercer nivel aluvial autóctono (3NAAuV)*

La mayor concentración de esta unidad está localizada en sectores distales al frente montañoso, también en los sectores centrales de los abanicos aluviales más antiguos y en las bajadas pedemontanas de lomadas compuestas por rocas de edad neógena. Constituyen los depósitos más recientes, principalmente representados por barras y pequeñas terrazas fluviales. La pendiente de estos depósitos es en promedio del 2 % en zonas distales, pudiendo llegar a valores de 8 % en zonas proximales. Las alturas respecto a la red de canales locales son inferiores a los 2 m y el área es de 100,7 km<sup>2</sup>.

El 90 % de la superficie está ocupado por calizas, con tamaños de hasta 40 cm, y formas subangulosas-subredondeadas, 5 % por grauvacas con tamaños de hasta 20 cm, subredondeadas y el 5 % restante son riolitas de tamaño hasta 15 cm redondeadas. El desarrollo de BD es bajo (Figura 5.22).



Figura 5.22. PD escaso y sectorizado.

### 5.5. Geoformas poligenéticas

La erosión del relieve que constituye la cuenca de Matagusanos ha originado la génesis de glaciares en los piedemontes, estableciendo como una de las formas de menor desarrollo superficial (14,23 km<sup>2</sup>), quedando limitadas principalmente en las lomas de la Dehesa y el piedemonte oriental de las sierras de la Dehesa y Talacasto. Estas superficies de erosión se localizan entre los relieves montañosos y las planicies del centro de la cuenca. Se identificaron dos niveles de glaciares cubiertos que pueden diferenciarse como aplanamientos alargados y de pendientes suaves inferiores al 5 %. Los sedimentos son transportados por medio de arroyada difusa, produciendo aplanamiento y génesis de glaciares de acumulación. Actualmente algunos sectores son afectados por procesos de erosión lateral (Inmediaciones de los cauces con alto SPI que atraviesan las lomadas) o retrocedente principalmente (Conformación de cauces que intentan alcanzar el nivel de base).

No se han obtenido datos cronológicos absolutos que permitan establecer el tiempo de formación de los glaciares. Paredes *et al.* (1997), dataron un banco de travertino sobre el plano de falla de Los Blanquitos y arrojó una edad de 28422 $\pm$ 1335 años, por lo tanto, el primer nivel de glaciares es anterior a esta edad y sería del Pleistoceno medio.

#### *Primer nivel de glaciares de cubierto (1NG)*

Este primer nivel, escasamente preservado (8,77 km<sup>2</sup>) con pendiente menor al 2 %, es el que se encuentra a más de 20 metros respecto a la red de canales locales sobre rocas de edades neógenas, en el sector central de la cuenca, ubicado sobre rocas de las Formaciones Mogna y Albarracín. La característica de este nivel es la intensa meteorización física provocada por la acción hídrica. Se encuentran cubiertos por detritos no consolidados que presentan una potencia de más de 7 m.

El recubrimiento detrítico es un conjunto caótico de fragmentos gruesos generalmente de calizas, grauvacas, riolitas y cuarzo en menor proporción, la matriz fina de coloración pardo-rojiza clara se ubica en la base de los fragmentos.



El intenso BD cubre la mayor parte de los fragmentos subangulosos y de tamaños uniformes menores a 10 cm en general (Figura 5.23A).

#### *Segundo nivel de glacis cubierto (2NG)*

Se ubican entre los sistemas estructurales de Precordillera Central y Los Blanquitos, en la cuenca Campo Ciénaga Redonda, con una superficie de 5,46 km<sup>2</sup>. La altura respecto a la red local de canales es menor a 10 m.

Este nivel, al igual que el anterior, es un glacis cubierto y el espesor de esta cubierta depende del sector en donde se encuentre, en algunos casos los afloramientos rocosos de las lomas el Salto actúan como barrera y no permiten la extensión de los depósitos hacia el este, provenientes de Precordillera Central, es en estos sitios donde la potencia se ve incrementada, hasta unos 10 m (Figura 5.23B).

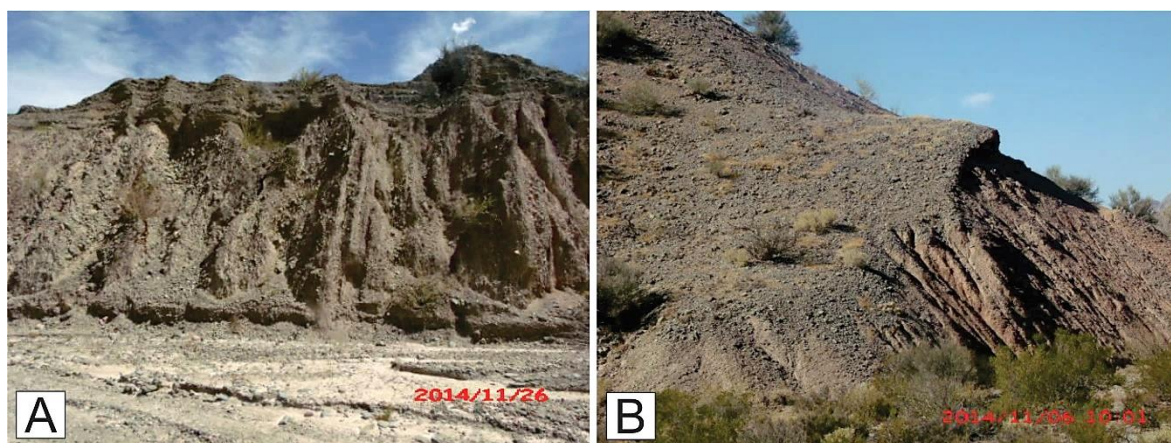


Figura 5.23. A: Primer nivel de glacis cubierto. Depósito de edad Cuaternaria vinculado con depósitos de Formación Mogna. B: Depósito de edad Cuaternaria apoyado sobre sedimentitas rosadas neógenas.

### 5.6. Geoformas Lacustres

El retroceso episódico de los lagos a consecuencia de fases de desecamiento, un proceso muy común en lagos originados después de la última glaciación, deja expuesto material lacustre en forma de terrazas escalonadas. En ambiente árido y semiárido ocurren depósitos fluvio-lacustres estratificados en depresiones de tipo playa. Los depósitos de playa lake se generan a partir de un cuerpo de agua muy somero o casi sin agua superficial.

### *Playa lake Matagusanos (PIM)*

Esta geoforma, se desarrolla entre las unidades morfoestructurales montañosas de Precordillera Oriental por el este y Precordillera Central por el oeste. Roller (1969); Braccini (1946), definen el semibolsón como un graben compresional de origen tectónico (semibolsón) de edad cenozoica (Figura 5.24).

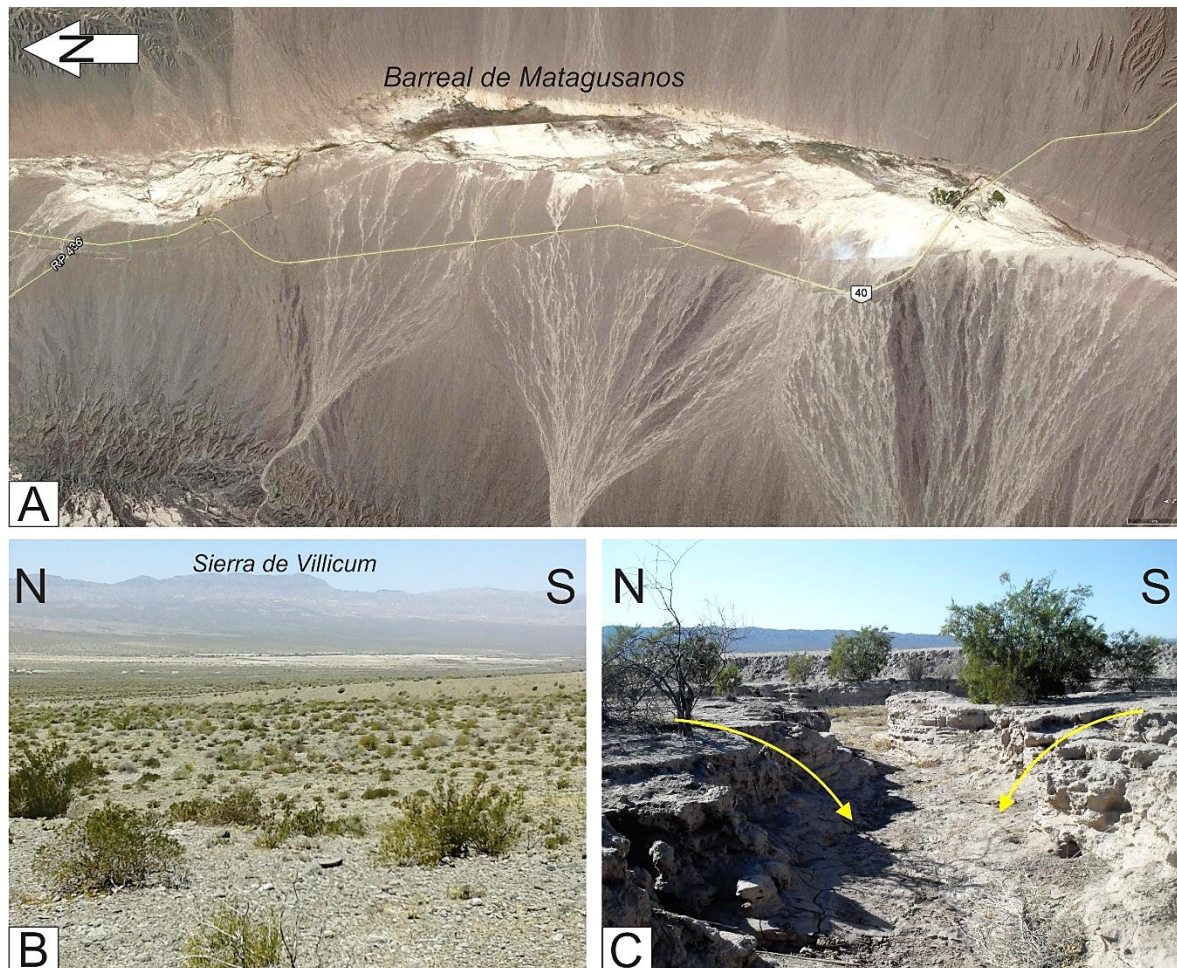


Figura 5.24. A: Imagen GE donde se observa el semibolsón de Matagusanos (barreal) y las bajadas pedemontanas que confluyen en él. B: Vista desde el extremo norte de las lomas de la Dehesa hacia el sector norte del semibolsón. C: depósitos del barreal con erosión retrocedente.

Esta geoforma longitudinal, con disposición norte-sur, se extiende desde la estación Talacasto por el norte y descarga por el sur en el dique de Ullum. Ocupa una superficie de 28,1 km<sup>2</sup> y se extiende por más de 20 km solo si consideramos la

cuenca Matagusanos, ya que el abanico aluvial del río Talacasto actúa como divisoria superficial y subterránea de las aguas (Villaroel, 2018). Al norte del mencionado abanico aluvial se encuentra otra sección del barreal con drenaje hacia el norte.

Los sedimentos de este semibolsón están compuestos por arcillas, limos y areniscas con estructura paralela y laminación cruzada. Esta unidad está altamente disectada por cárcavas cuya erosión retrocedente ocasiona degradación del relieve a través de cambios en los niveles de base.

#### *Nivel Lacustre (NL)*

Los depósitos lacustres-palustres de la Formación Valentín, se encuentran en el borde oeste del valle, y tienen una edad asignada por método radiocarbónico ( $^{14}\text{C}$ ) al Holoceno tardío ( $2840 \pm 80$  AP) (Suvires y Gamboa, 2011). Blanc y Perucca (2017) dividen a esta Formación en dos unidades cronoestratigráficas, y mediante dataciones establecen una edad asignada al Pleistoceno tardío y Holoceno medio correspondientemente.

Se encuentra próximo a los 800 m snm, y en superficie se observa una planización de los depósitos que cubren una superficie de  $4,18 \text{ km}^2$ . La erosión hídrica vertical es el principal proceso geomórfico. Genéticamente, corresponde a depósitos de un antiguo lago formado al hendicarse el río San Juan por ascenso de la sierra Chica de Zonda y por aumento en los caudales del río.

Están integrados por sedimentos finos de tamaño arena fina, limos y material orgánico. Entre estos depósitos predominantemente arenosos se encuentran capas intercaladas de fragmentos angulosos polimícticos, en algunos casos de más de 10 cm, con rocas sedimentarias devónicas, acompañadas de otras volcánicas miocenas. Presenta además intercalaciones de niveles arcílicos de algunos centímetros de espesor, abundante materia carbonosa, los niveles arenosos presentan estructuras de estratificación entrecruzada.



### 5.7. **Geoformas de remoción en masa**

#### *Conos talud (CT)*

Estas geoformas también son conocidas como conos de deyección o derrubios de ladera, morfológicamente al igual que otras geoformas tienen morfología de conos y se generan al pie de las escarpas, principalmente de las sierras de la Dehesa, Talacasto y Villicum, entre otras. Están constituidos por fragmentos gruesos, granocrecientes y caóticos, provenientes desde las vertientes inclinadas como resultado de procesos de termoclastismo y acción gravitatoria casi sin participación de agua (Thornbury, 1969). En general tienen radios menores a 300 metros, perfiles rectos, pendientes mayores a 30 % y un área de 4,77 km<sup>2</sup>.

La composición de los clastos es polimíctica, heterométrica de formas angulosas de calizas y grauvacas.



## **CAPÍTULO VI: MORFOMETRÍA DE LA CUENCA DE MATAGUSANOS**

### **6.1. Introducción**

El suelo, el agua, la vegetación, la fauna, el clima y el hombre son elementos naturales que se encuentran íntimamente relacionados. Todos estos elementos, modifican el comportamiento final del sistema ambiental. Un enfoque integral y de conocimiento sistémico de la relación hombre-naturaleza, permite establecer que una cuenca, proporciona un marco de referencia para proyectar el desarrollo sustentable regional (Bruno, 2000). Una cuenca hidrográfica es una unidad morfológica integral, que se define en un territorio donde las aguas superficiales convergen hacia un cauce o unidad natural delimitada por la existencia de la divisoria de las aguas, las cuales fluyen al mar a través de una red de cauces principales. (Gaspari *et al.*, 2009).

El funcionamiento de una cuenca se asemeja al de un colector que recibe la precipitación y convirtiendo parte de esta en escurrimiento. La transformación depende de las condiciones climáticas y las características físicas de la cuenca. Desde el punto de vista de su funcionamiento, una cuenca hidrográfica puede caracterizarse por su morfología, naturaleza del suelo, cobertura vegetal y usos de los suelos (Henaos, 1988; Mintegui Aguirre y López Unzú, 1990; Gaspari, 2002; Gaspari *et al.*, 2009). La influencia de estos factores sobre la transformación de la precipitación en escurrimiento es fácilmente predecible cualitativamente, estribando la dificultad en expresar estas influencias mediante parámetros sencillos. Sin embargo, es posible definir cierto número de índices, susceptibles de servir, al menos de referencia, en la clasificación de cuencas y de facilitar los estudios de semejanza (López Cadenas de Llano, 1998)

Una cuenca hidrográfica puede ser caracterizada por sus propiedades morfométricas, lo que brinda aspectos físicos-espaciales que la distinguen de cualquier otra cuenca hidrográfica. Paralelamente aporta características ambientales a partir de la geometría de las formas superficiales identificadas. En la provincia de San Juan existen múltiples estudios morfométricos aplicados al riesgo

de desastre (Esper Angillieri *et al.*, 2016; Esper Angillieri y Fernández, 2017; Ocaña y Flores, 2017)

## 6.2. Morfometría de la cuenca de Matagusanos

El resultado de los siguientes índices se usa para relacionar las geoformas y los procesos actuantes en una cuenca hidrográfica (Romero Díaz, 1989; Senciales González, 1999; Ciccacci *et al.*, 1992).

La cuenca cubre un área (A) de 1338,41 km<sup>2</sup>, el perímetro (P) es 208,33 km y el perímetro 3D (P<sub>3d</sub>) es de 211,6 km. La longitud axial (L<sub>a</sub>) de la cuenca es de 41,3 km y el ancho (W<sub>m</sub>) aproximado es de 32,4 km. Los centroides de localización de la cuenca en coordenadas UTM - Zona 19 sur son los siguientes: C<sub>x</sub> = 523,6 km; C<sub>y</sub> = 6541,7 km y C<sub>z</sub> = 1685,53 m snm.

La cuenca hidrográfica que se desarrolla hacia el noroeste de la ciudad de San Juan, en el ámbito de Precordillera Central-Oriental drena hacia el sur, y desemboca en el dique de Ullum. El curso principal de carácter temporario llamado río de la Travesía tiene una longitud de 86,3km (L<sub>cp</sub>), sus nacientes más alejadas se encuentran en Precordillera Central, sobre la ladera oriental de la sierra de la Cantera, constituida por rocas sedimentarias paleozoicas silicoclásticas y carbonáticas principalmente, la pendiente promedio (P<sub>cp</sub>) de este curso es de 2,64 %. Ésta es suficiente para generar escurrimiento superficial de tipo subdendrítico.

En el sector de la cuenca media el aporte sedimentario (cuenca Campo Ciénaga Redonda), que está dado por rocas de edades cenozoicas, es en este sector donde el cauce principal se encuentra obstaculizado por las lomas de la Dehesa, escurriendo hacia el norte hasta las proximidades de la estación Talacasto, donde gira para finalmente escurrir al sur. La disminución de la pendiente del cauce principal ocasiona un aumento en el número de los cauces que aportan su carga, confluyendo de forma transversal hacia él. El perfil longitudinal del río de la Travesía se aprecia en la Figura 6.2.

Teniendo en cuenta la escala de trabajo de este estudio y a partir de la red de drenaje generada en ambiente SIG, se estableció que la cuenca de Matagusanos

posee un orden 8 ( $O_r$ ) (Strahler, 1964). En el siguiente apartado se trata a esta cuenca debido a que dependiendo de la escala de trabajo puede ser dividida en múltiples subcuencas. En este trabajo fue dividida en 13 subcuencas, las cuales son las de mayor jerarquía y podrían ocasionar inconvenientes aguas abajo. Las cuencas de mayor jerarquía provienen desde el Oeste, con nacientes en Precordillera Central. La longitud de la red hídrica ( $L_{rh}$ ) es de 9169,6 km con una pendiente promedio ( $P_{rh}$ ) de 1,03 %.

La cota máxima ( $H_s$ ) del río de la Travesía es de 3080 m snm, ubicado sobre la divisoria de agua de la sierra de la Cantera, mientras que el punto de salida se encuentra sobre los 800 m snm ( $H_m$ ). El desnivel ( $H_r$ ) de la cuenca es de 2280 m. La altitud más frecuente ( $A_{mf}$ ) es de 1685,5 m snm y la altitud de frecuencia media ( $A_{fm}$ ) es 1546,6 m snm. El valor de pendiente promedio ( $P_m$ ) de la cuenca es de 6,4 %. Las pendientes superiores a 80 % son las que están menos representadas, mientras que las más representadas tienen valores de 3,1 %. Las altas pendientes favorecen el escurrimiento superficial y disminuyen la infiltración en el suelo (Ocaña *et al.*, 2017)

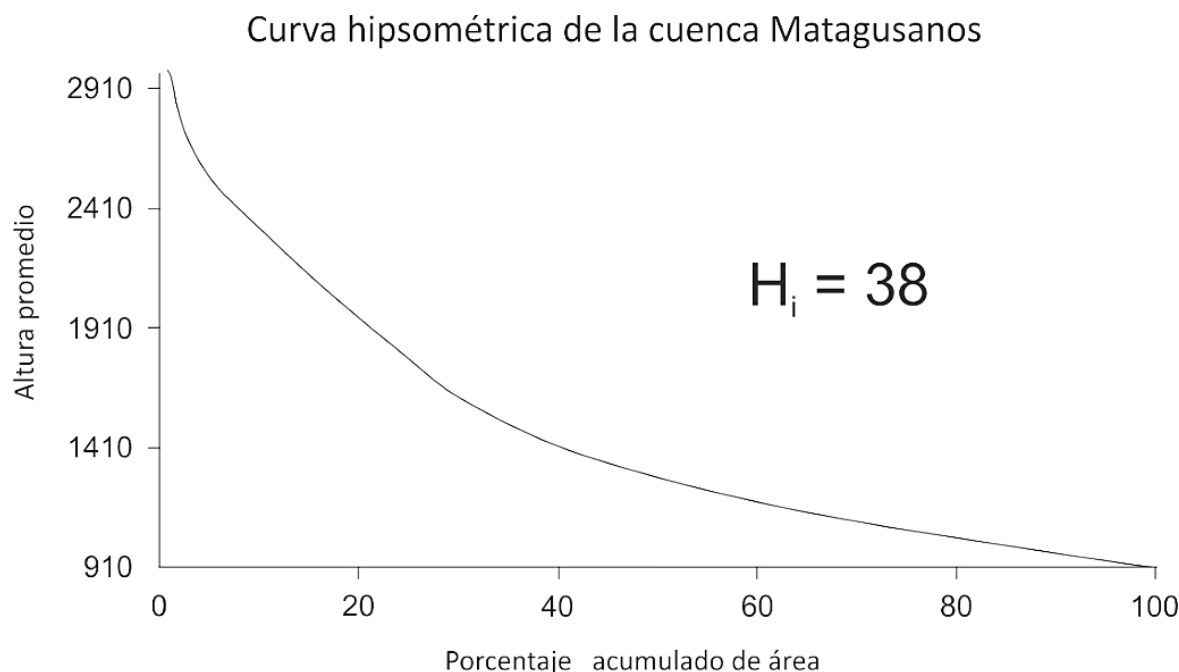
El índice  $K_c$  es de 1,59, lo que indica que la cuenca de Matagusanos tiene una forma oval-alargada a alargada, lo que puede intensificar el vigor de las avenidas al menos en las desembocaduras y la onda de crecida que puede manifestarse fuertemente antes del cauce principal. El coeficiente de compacidad, puede ser un indicador para prevenir inundaciones o llegadas repentinas de agua en ciertos poblados o puestos cercanos a cauces o arroyos. El índice de circularidad ( $R_c$ ) es de 0,38, interpretándose como una cuenca alargada debido a que este resultado se aleja de la unidad. El factor de forma ( $F_f$ ) es de 0,78, correspondiéndose con una cuenca moderadamente elongada. La razón de elongación ( $R_e$ ) es de 0,56, este valor es menor a la unidad, indicando una cuenca alargada. Los valores de todos estos índices demuestran definitivamente que la cuenca es alargada, pero hay que tener presente que la longitud del cauce principal es mucho más larga porque tiene que rodear algunas lomadas.

La razón de relieve ( $R_r$ ) es de 0,05, lo que caracteriza a una cuenca con alta capacidad erosiva, pendientes elevadas y rápida evacuación de los sedimentos ocasionando un aumento de la escorrentía de los flujos.

La rugosidad ( $R_d$ ) de la cuenca es alta con un valor de 3. La densidad de drenaje ( $D_d$ ) es de 6,85, el coeficiente de torrencialidad ( $C_t$ ) es de 310 y el índice de sinuosidad ( $S$ ) es de 2. Estos datos representan a una cuenca bien drenada, con cauces sinuosos lo que disminuye en gran medida las velocidades de los flujos, aunque igualmente torrenciales, relieve rugoso, con poca cobertura vegetal y suelos erosionables o impermeables.

La integral hipsométrica de la cuenca Matagusanos es de 0,38. Esto corresponde al área situada bajo la curva, lo que representa al volumen de roca que permanece sin ser erosionado; del mismo modo, el área sobre la curva representa el volumen de roca desmantelado por la erosión (Figura 6.1).





Nro.	Cota (msnm)			ÁREA Km2		
	Mínimo	Máximo	Promedio	Área entre Curvas	Acum.	Porcentaje Acum.
1	796,00	1025,00	910,50	389,60	961,13	100,00
2	1026,00	1255,00	1140,50	331,55	629,58	65,50
3	1256,00	1485,00	1370,50	211,69	417,89	43,48
4	1486,00	1714,00	1600,00	118,66	299,23	31,13
5	1715,00	1944,00	1829,50	70,03	229,20	23,85
6	1945,00	2174,00	2059,50	64,02	165,18	17,19
7	2175,00	2403,00	2289,00	57,84	107,34	11,17
8	2404,00	2633,00	2518,50	53,52	53,81	5,60
9	2634,00	2863,00	2748,50	29,17	24,64	2,56
10	2864,00	3093,00	2978,50	12,32	12,32	1,28

Figura 6.1. En la parte superior se muestra la curva hipsométrica y valor de la integral hipsométrica, calculadas a partir de la tabla ubicada en la parte inferior.

El perfil longitudinal analizado del río de la Travesía, principal cauce de la cuenca Matagusanos, tiene una forma cóncava muy acentuada, con anomalías topográficas en su trayecto (Figura 6.2). Los *knickpoints* se evidencian en campo por una superficie plana a ligeramente cóncava hacia arriba, seguida de una cóncava hacia abajo en la dirección de escurrimiento y en el gráfico por un paso abrupto de valores muy bajos a altos de *SL* (Figura 6.2). Estas características son resultantes de una mínima diferencia de altura respecto a un segmento de longitud

horizontal, y los valores altos, a grandes diferencias de alturas en cortos segmentos de longitud. Los primeros kilómetros del cauce están caracterizados por la acción de las anomalías tectónicas. El corrimiento de vergencia oriental, de Precordillera Central que bordea por el este a las sierras de Talacasto-Dehesa ( $T_1$ ) se muestra con una inflexión notable en el perfil longitudinal y en  $SL$ , al igual que las fallas que integran el sistema Los Blanquitos ( $T_2$  y  $T_3$ ). En las proximidades de la estación Talacasto, el cauce tiende a moverse de forma lateral ante la presencia de lóbulos de abanicos sobreimpuestos (LA), provenientes desde la cuenca de Talacasto y la cuenca Campo Ciénaga Redonda, esto hace que la pendiente disminuya e incremente sus valores reiteradamente, alterando los valores de  $SL$  y  $SPI$ . Los cambios que se dan respecto a la pendiente y movimientos laterales en el cauce principal que drenan la depresión de Matagusanos en el semibolsón ( $G_1$ ,  $G_2$  y  $G_4$ ) estarían ocasionando variaciones de los valores en  $SL$  y  $SPI$ . En el sector sur del semibolsón, cuando éste comienza a ser muy angosto y pasa a predominar el sistema fluvial del río de la Travesía, queda marcado por un cambio en la pendiente producto del encajamiento del cauce ( $G_3$ ). La ruta provincial N°60 genera un cambio de pendiente aguas abajo quedando registrado en los valores de  $SPI$  principalmente y en menor medida  $SL$ . La  $SPI$  se incrementa con la distancia respecto a la cabecera del río de la Travesías. Hacia el sur la  $SPI$  aumenta y se agudiza en sitios particulares, (Ocaña *et al.*, 2016).

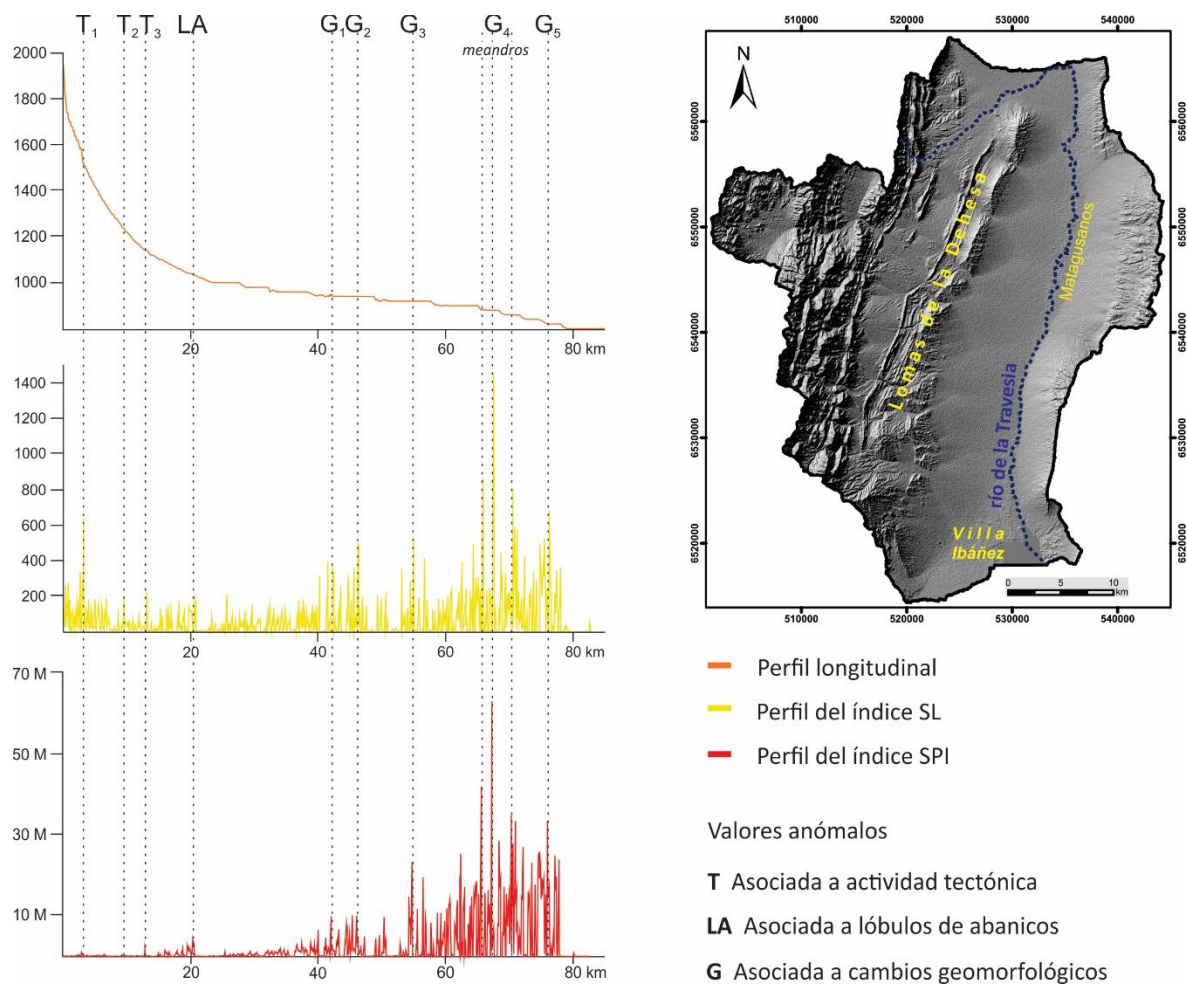


Figura 6.2. Hacia la izquierda está el perfil longitudinal, Factor  $SL$  ( $SL$ ) y Potencia Fluvial ( $SPI$ ) del río de la Travesía. Hacia la derecha está localizado el río de la Travesía con su respectiva cuenca hidrográfica y los valores anómalos detectados.

### 6.3. Morfometría de las subcuencas de Matagusanos

#### 6.3.1. Subcuencas

##### *Subcuenca 1*

Se encuentra ubicada en el extremo sureste del área de estudio, sobre la vertiente occidental de la sierra de Villicum, con  $A = 16,7 \text{ km}^2$ , posee un  $P = 20,1 \text{ km}$ . El valor de  $L_a = 5,9 \text{ km}$  y un  $W_m = 2,8 \text{ km}$ . La  $P_m = 19 \%$ . El cauce principal se encuentra escurriendo hacia el oeste y tiene una  $L_{cp} = 9,1 \text{ km}$ . La  $L_{tc} = 122,3 \text{ km}$ , y representan a una cuenca de 5<sup>to</sup> orden. El diseño de la red de drenaje es paalelo.

Parámetros básicos de la superficie							
$A$ (km <sup>2</sup> )	$P$ (km)	$P_{3d}$ (km)	$L_a$ (km)	$W_m$ (km)	$H_s$ (msnm)	$H_m$ (msnm)	$H_r$ (m)
16,7	20,1	20,1	5,9	2,83	1246	906	340
$C_x$ (km)	$C_y$ (km)	$C_z$ (msnm)	$A_m$ (msnm)	$A_{mf}$ (msnm)	$A_{fm}$ (msnm)	$P_m$ (%)	
536,3	6539,4	1061,3	1061,3	1060	1043	19	
Parámetros básicos de la red de drenaje							
$L_{cp}$ (km)	$O_r$	$L_{tc}$ (km)	$P_{th}$ (%)				
9,12	5	122,3	1,98				
Índice/Parámetros derivados							
$P_{cp}$	$K_c$	$R_c$	$F_f$	$R_r$			
3,72	1,37	0,51	0,48	0,05			
$R_d$	$R_e$	$D_d$	$C_t$	$S$			
21,49	0,44	7,3	343,6	1,54			
Índice/Parámetros Generados							
$T_c$ (hs)	$H_i$						
0,66	0,45						

Tabla 6.1. Parámetros morfométricos de la subcuenca 1.

Esta subcuenca tiene un importante desnivel ( $H_r = 340$  m) y presenta una forma alargada (Tabla 6.1), lo cual está representado por los valores inferiores a la unidad de  $R_c$ ,  $F_f$  y  $R_e$  (0,5, 0,48 y 0,44 respectivamente) y el  $K_c = 1,37$ . El  $S = 1,5$ , indicando que el cauce principal corresponde a un canal regular según Schumm (1963).

EL valor de la integral hipsométrica de Strahler (1952) da un valor de 0,45, característico de cuencas maduras. El  $T_c = 39$  min, para alcanzar el punto de salida de esta subcuenca (Figura 6.3).



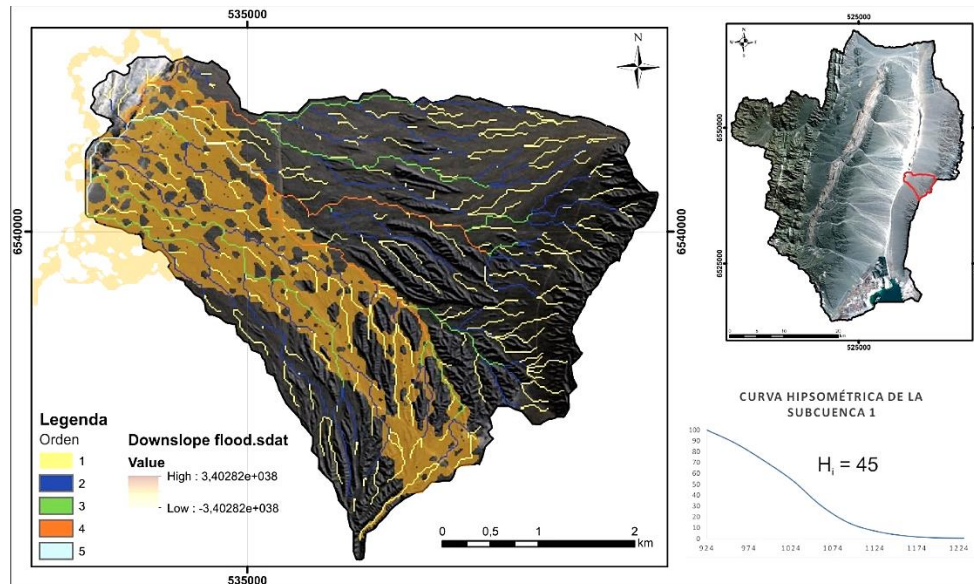


Figura 6.3. Subcuenca 1, donde están representados los órdenes de Strahler y el flujo pendiente abajo. En el borde inferior derecho se encuentra la curva hipsométrica con el valor de la integral.

En la Figura 6.4, se observa el perfil longitudinal del río de la subcuenca 1, este perfil es de tipo recto con varias anomalías topográficas ( $Uc_1$ ,  $G_1$ ,  $G_2$  y  $Uc_2$ ), éstas pueden también representarse por medio del factor  $SL$  que detecta los cambios bruscos de pendiente o *knickpoints*. Existen dos zonas en donde el índice  $SPI$  se ve incrementado, esto es sobre los 3000 y 6000 metros desde la cabecera. En  $Uc_1$  y  $Uc_2$ , el cauce principal se une con otro de igual orden y genera una alteración de la pendiente. Los cambios en la pendiente en la transición del sector medio a distal ( $G_1$ ) de los abanicos aluviales también generan variaciones en el perfil, ocasionando un alto y luego una disminución en los valores del factor  $SL$ . Por último, en las proximidades de la Ruta Nacional N°40, el terraplén produce una disminución de la pendiente ( $G_2$ ). Sin embargo, algunos metros más abajo la pendiente aumenta producto de la incisión fluvial. En todos estos casos también se encontraron los máximos valores de  $SPI$ .

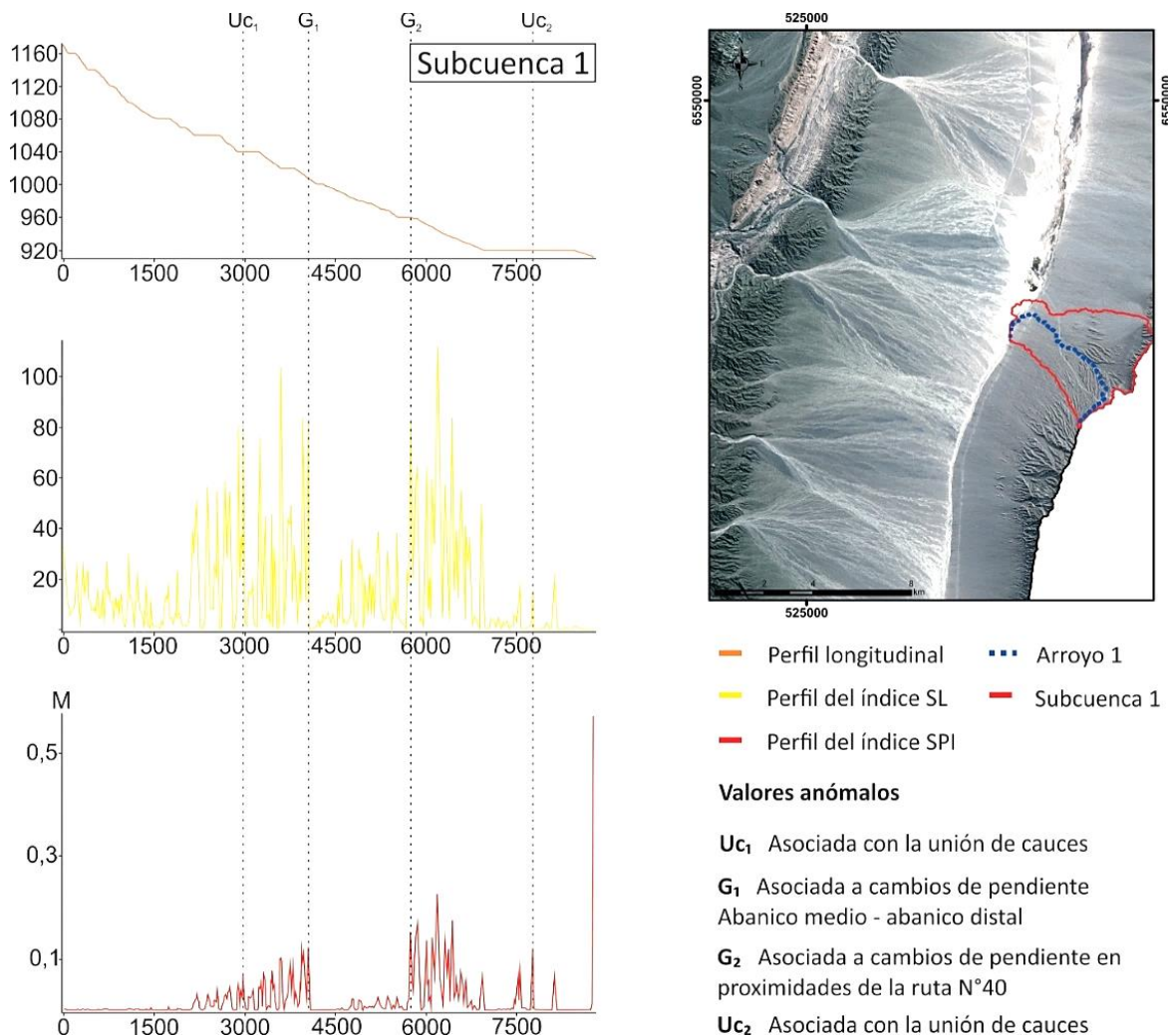


Figura 6.4. Hacia la izquierda está el perfil longitudinal, Factor  $SL$  ( $SL$ ) y Potencia Fluvial ( $SPI$ ) del río 1. Hacia la derecha está localizado el río 1 con su respectiva cuenca hidrográfica y los valores anómalos detectados.

### Subcuenca 2

Esta subcuenca es de 5<sup>to</sup> orden y se encuentra drenando hacia el oeste con una  $P_m$  de 9 %, aportando en el semibolsón de Matagusanos. Cubre un  $A = 13,5 \text{ km}^2$ , cuyo  $P = 24,4 \text{ km}$ . Su  $L_a = 9,1 \text{ km}$  y el  $W_m = 1,4 \text{ km}$ .

$L_{cp} = 11,3 \text{ km}$  y su  $P_m = 7,5 \%$ . La  $L_{tc} = 103,4 \text{ km}$ , con un diseño predominantemente paralelo (Tabla 6.2).

Parámetros básicos de la superficie							
$A (km^2)$	$P (km)$	$P_{3d} (km)$	$L_a (km)$	$W_m (km)$	$H_s (msnm)$	$H_m (msnm)$	$H_r (m)$
13,5	24,4	24,6	9,1	1,4	1773,6	918,7	854,9
$C_x (km)$	$C_y (km)$	$C_z (msnm)$	$A_m (msnm)$	$A_{mf} (msnm)$	$A_{fm} (msnm)$	$P_m (\%)$	
539,2	6544,6	1258,4	1258,4	963,5	1232,2	9	
Parámetros básicos de la red de drenaje							
$L_{cp} (km)$	$O_r$	$L_{tc} (km)$	$P_{th} (\%)$				
11,3	5	103,4	1,08				
Índice/Parámetros derivados							
$P_{cp}$	$K_c$	$R_c$	$F_f$	$R_r$			
	7,5	1,8	0,2	0,1	0,09		
$R_d$	$R_e$	$D_d$	$C_t$	$S$			
	13,36	0,25	11,3	259,1	1,24		
Índice/Parámetros Generados							
$T_c (hs)$	$H_i$						
1,05	0,39						

Tabla 6.2. Parámetros morfométricos de la subcuenca 2.

El  $K_c = 1,8$ , lo que indica que se trataría de una subcuenca alargada. Además, los  $R_c$ ,  $F_f$  y  $R_e$  permiten también interpretar que se trata de una cuenca alargada (0,2, 0,1 y 0,25 respectivamente). La  $D_d = 11,3 \text{ km/km}^2$ , por lo tanto, la subcuenca está bien drenada y posee materiales con baja permeabilidad.

El  $S = 1,24$ , éste tiene en cuenta al canal principal, clasificándolo como un canal transicional. El valor de  $H_i = 0,39$ , correspondiendo con una subcuenca madura y bien drenada (Figura 6.5). El  $T_c = 65 \text{ min}$ , hasta el punto de salida de la subcuenca.

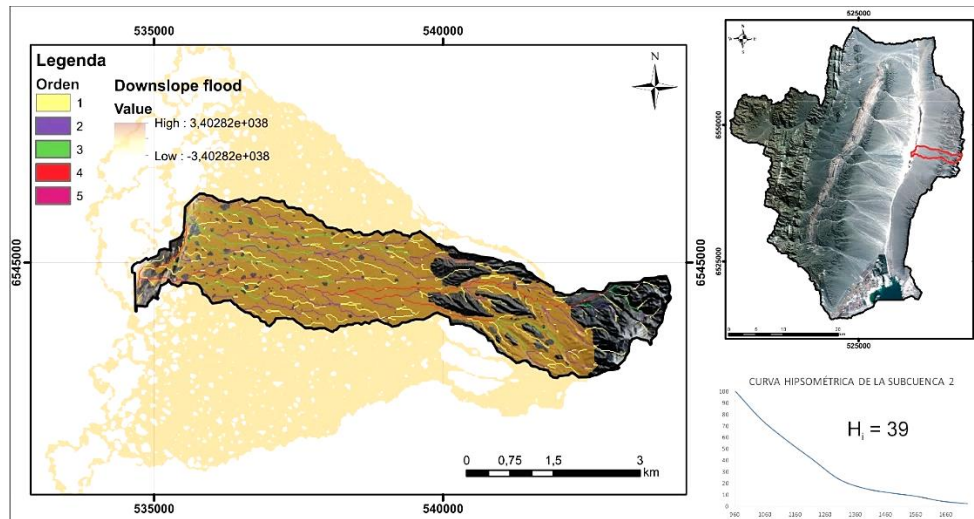


Figura 6.5. Subcuenca 2, en donde están representado los órdenes de Strahler y el flujo pendiente abajo. En el borde inferior derecho se encuentra la curva hipsométrica con el valor de la integral hipsométrica.

El perfil longitudinal del río de la subcuenca 2 es ligeramente cóncavo, esto se puede apreciar de mejor modo en las cercanías de las cabeceras y en el sector terminal del cauce. A 200 m desde la cabecera se encuentra la primera anomalía topográfica (T) que corresponde con la falla regional Villicum-Zonda, lo cual queda bien evidenciado en el valor alto del factor  $SL$ . La próxima anomalía se ubica a 3000 m en donde está el contacto entre la Formación Mogna y los depósitos holocenos (L). Uno de los valores más elevados de  $SL$  está en las proximidades de un camino consolidado ( $G_1$ ) que cruza por la parte media del piedemonte de forma paralela a la Ruta Nacional N° 40. La  $SPI$  no es significativa, pero esto cambia entorno de los 6000 m y en la confluencia del río principal de esta cuenca con el río de la Travesía. En el sector medio del perfil se encuentra una anomalía que no fue identificada (I), aunque no se descarta que sea producida por una divagación del cauce principal en un trayecto corto de recorrido, esto se presenta en el gráfico por una disminución en  $SL$  y un posterior aumento. Los cambios de pendiente en el paso del sector medio a distal de la bajada aluvial ( $G_2$ ) también se reflejan en el factor  $SL$  y es aquí también donde se observan valores moderados de  $SPI$ . El mayor valor de  $SPI$  y  $SL$  es en la parte terminal del cauce donde está la confluencia ( $Uc$ ) con el río de la Travesía (Figura 6.6).



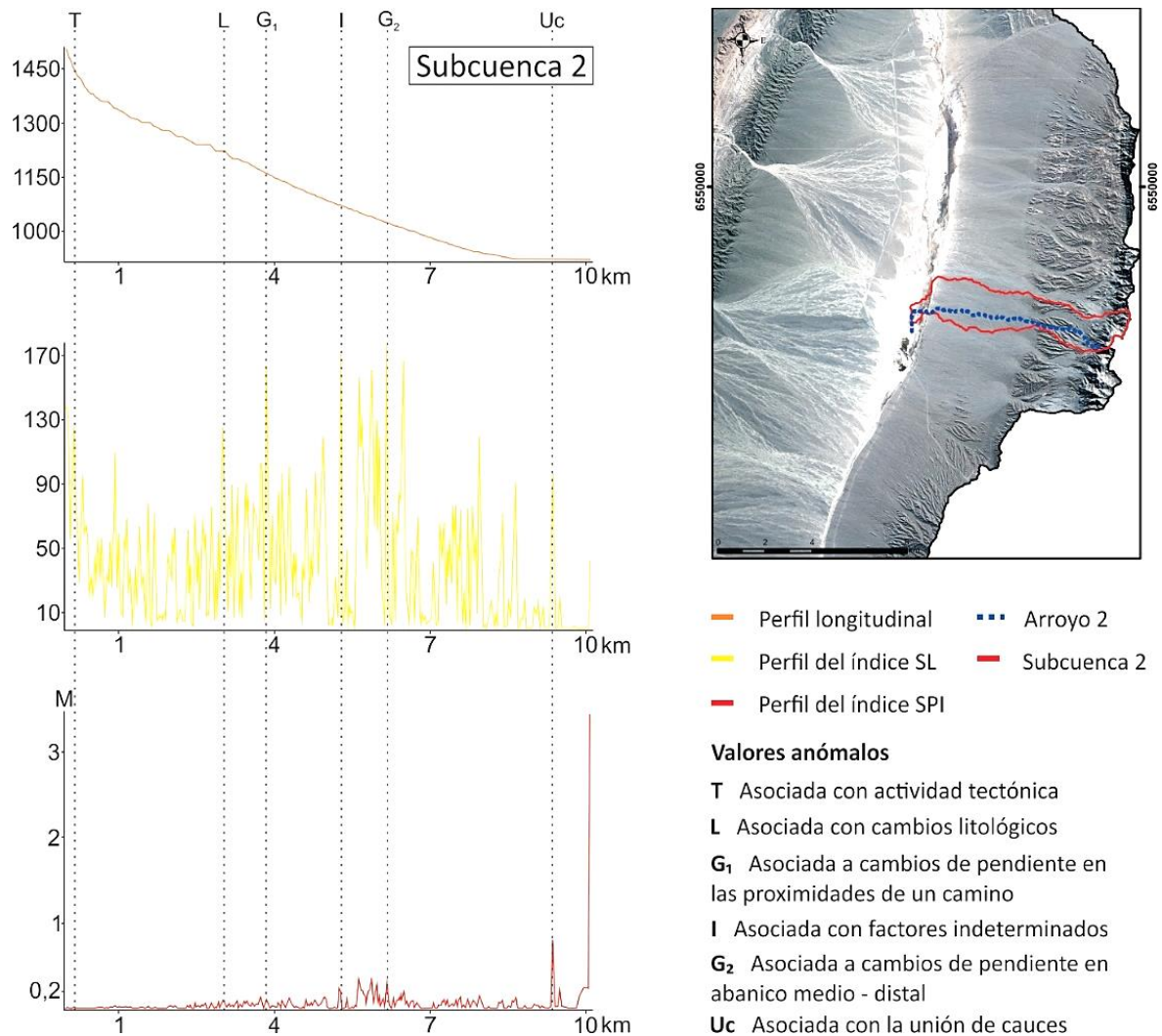


Figura 6.6. Hacia la izquierda está el perfil longitudinal, Factor  $SL$  ( $SL$ ) y Potencia Fluvial ( $SPI$ ) del río 2. Hacia la derecha está localizado el río 2 con su respectiva cuenca hidrográfica y los valores anómalos detectados.

### Subcuenca 3

Esta subcuenca de 5<sup>to</sup> orden de diseño paralelo, ubicada sobre la vertiente el borde occidental de la sierra de Villicum (Figura 6.7). El  $A = 20,6 \text{ km}^2$  y el  $P = 29 \text{ km}$ . Su  $L_a = 9,7 \text{ km}$  y el  $W_m = 2,1 \text{ km}$ .

La  $L_{cp} = 14,7 \text{ km}$ , con una  $P_m = 5,4 \%$ . El  $S = 1,5$ , representando a un curso regular. La  $L_{tc} = 146,8 \text{ km}$ .

El  $K_c = 1,7$ , clasificando a esta subcuenca como alargada, esto también es reflejado en los  $R_c$ ,  $F_f$  y  $R_e$  (0,3, 0,2 y 0,29 respectivamente) (Tabla 6.3).

Parámetros básicos de la superficie							
$A (km^2)$	$P (km)$	$P_{3d} (km)$	$L_a (km)$	$W_m (km)$	$H_s (msnm)$	$H_m (msnm)$	$H_r (m)$
20,6	29	29,3	9,7	2,1	1726	918	808
$C_x (km)$	$C_y (km)$	$C_z (msnm)$	$A_m (msnm)$	$A_{mf} (msnm)$	$A_{fm} (msnm)$	$P_m (\%)$	
539,3	6546,2	1243,2	1243,2	961	1220,1	6,8	
Parámetros básicos de la red de drenaje							
$L_{cp} (km)$	$O_r$	$L_{tc} (km)$	$P_{rh} (\%)$				
14,7	5	146,8	1,06				
Índice/Parámetros derivados							
$P_{cp}$	$K_c$	$R_c$	$F_f$	$R_r$			
	5,4	1,7	0,3	0,2	0,08		
$R_d$	$R_e$	$D_d$	$C_t$	$S$			
	8,8	0,29	7,11	286	1,51		
Índice/Parámetros Generados							
$T_c (hs)$	$H_i$						
1,17	0,4						

Tabla 6.3. Parámetros morfométricos de la subcuenca 3.

La  $D_d = 7,1 \text{ km/km}^2$ , este valor es moderadamente alto, producto de la baja permeabilidad. Esta característica del drenaje también se expresa a través de la  $R_r = 0,08$ , que caracteriza una cuenca con alta capacidad erosiva de los sedimentos, facilitando la evacuación rápida de la subcuenca. Según el valor de  $H_i = 0,4$ , expresa que se encuentra en un estado de madurez. El  $T_c = 70 \text{ min}$ , hasta el punto de salida.

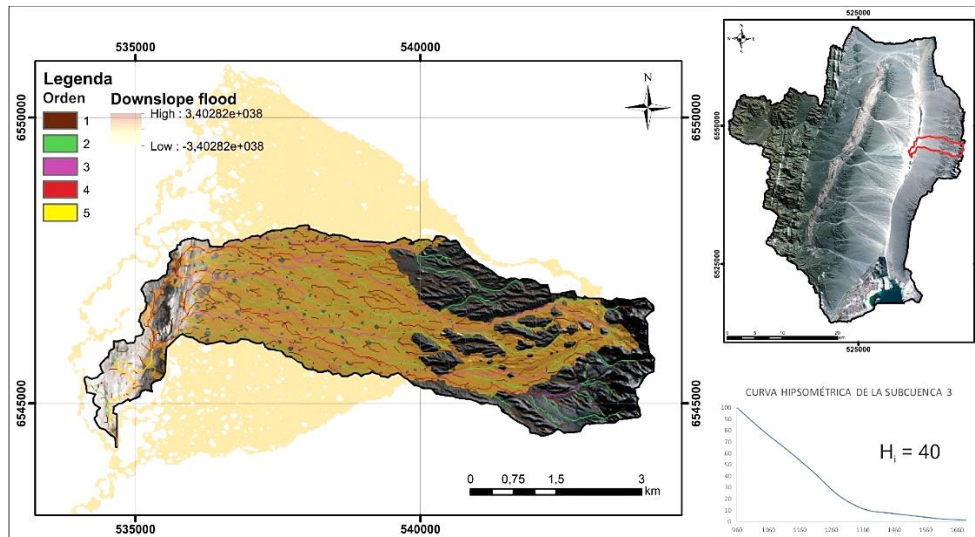


Figura 6.7. Subcuenca 3 en donde está representado los órdenes de Strahler y el flujo pendiente abajo. En el borde inferior derecho se encuentra la curva hipsométrica con el valor de la integral.

El perfil longitudinal del río de la subcuenca 3, es ligeramente cóncavo y en el sector medio es en donde se dan una concentración de anomalías topográficas. El primer *Knickpoint* se localiza aproximadamente a 100 m desde las nacientes, por cambios litológicos ( $L_1$ ) dentro de las rocas de la sierra de Villicum, la erosión diferencial provoca saltos en la vertical, esto es detectado por medio del factor  $SL$ , aunque no presenta  $SPI$  de importancia. A 800 m de la cabecera se localiza la falla Villicum-Zonda (T) que genera un incremento de  $SL$  y se observa bien en el perfil longitudinal. La confluencia del cauce de 2<sup>do</sup> orden con el cauce principal ( $Uc_1$ ) en el sector medio del perfil y en las proximidades del río de la Travesía ( $Uc_2$ ), ocasionan un cambio en la pendiente del cauce principal, observándose un alto  $SL$  y un incremento en la  $SPI$ . A 5000 m de la cabecera se encuentra el contacto de los depósitos holocenos y Formación Mogna ( $L_2$ ). Los cambios en la pendiente en sector medio-distal de la bajada pedemontana (G) ocasionan también alto  $SL$  y  $SPI$  (Figura 6.8).

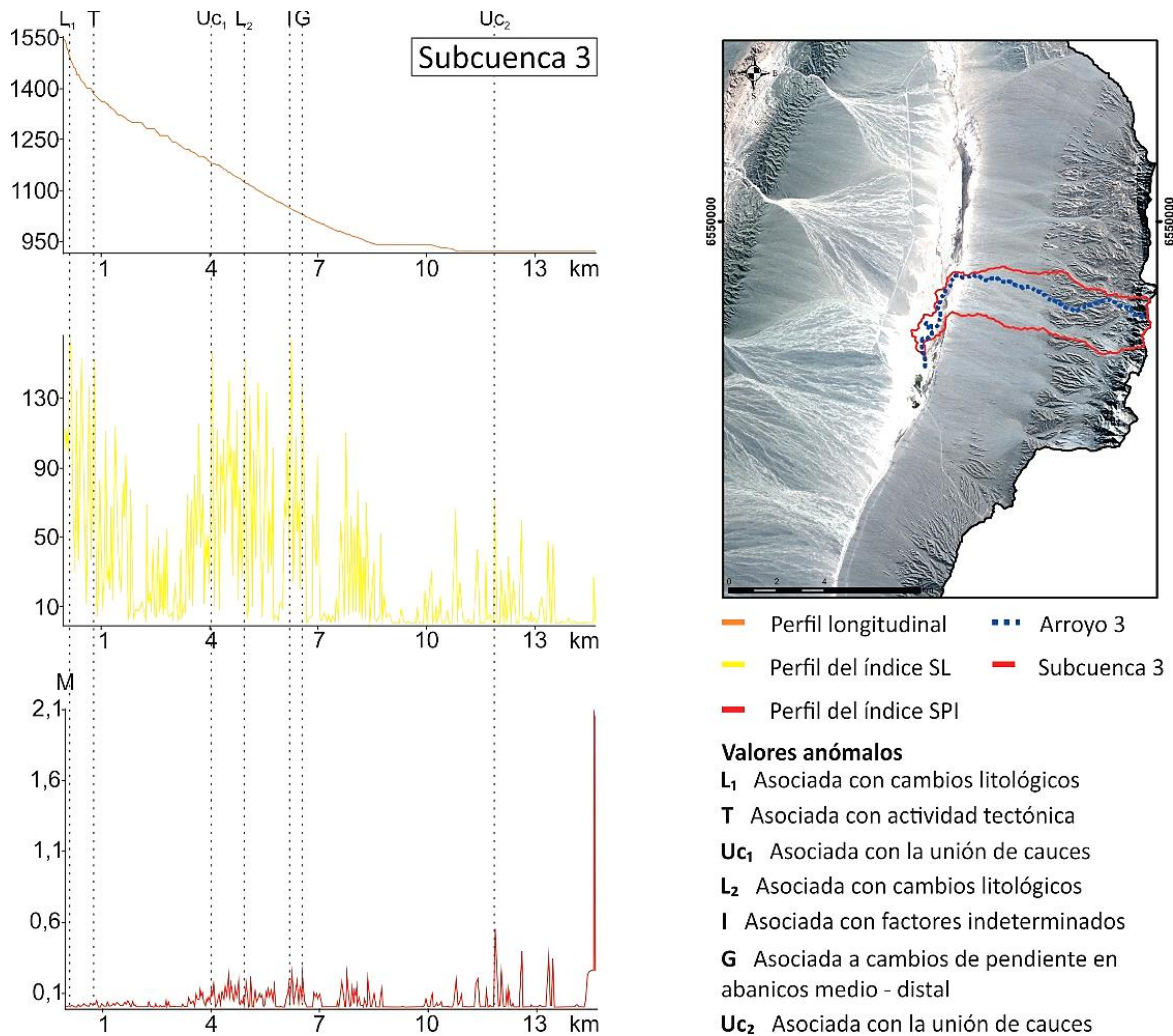


Figura 6.8. Hacia la izquierda está el perfil longitudinal, Factor  $SL$  ( $SL$ ) y Potencia Fluvial ( $SPI$ ) del río 3. Hacia la derecha está localizado el río 3 con su respectiva cuenca hidrográfica y los valores anómalos detectados.

#### Subcuenca 4

Está ubicada en la porción central del piedemonte de la sierra de Villicum, drenando hacia el oeste (Figura 6.9). Es de 5<sup>to</sup> orden, cubre una  $A = 10.1 \text{ km}^2$  y un  $P = 25 \text{ km}$ . Su  $L_a = 8.8 \text{ km}$  y el  $W_m = 1.1 \text{ km}$ . El  $H_r = 825 \text{ m snm}$  y la  $P_m = 6.3 \%$ .

La  $L_{tc} = 68.2 \text{ km}$  y la  $L_{cp} = 11.3 \text{ km}$ . El  $S = 1.28$ , lo que indica que es un cauce transicional con una pendiente considerable (Tabla 6.4). El diseño de la red de drenaje es paralelo.



Parámetros básicos de la superficie							
A (km <sup>2</sup> )	P (km)	P <sub>3d</sub> (km)	L <sub>a</sub> (km)	W <sub>m</sub> (km)	H <sub>s</sub> (msnm)	H <sub>m</sub> (msnm)	H <sub>r</sub> (m)
10,10	25,00	25,30	8,8	1,1	1757,4	932,01	825,40
C <sub>x</sub> (km)	C <sub>y</sub> (km)	C <sub>z</sub> (msnm)	A <sub>m</sub> (msnm)	A <sub>mf</sub> (msnm)	A <sub>fm</sub> (msnm)	P <sub>m</sub> (%)	
540,30	6549,80	1280,20	1280,20	1308,50	1272,80	6,30	
Parámetros básicos de la red de drenaje							
L <sub>cp</sub> (km)	O <sub>r</sub>	L <sub>tc</sub> (km)	P <sub>rh</sub> (%)				
11,3	5	68,20	1,02				
Índice/Parámetros derivados							
P <sub>cp</sub>	K <sub>c</sub>	R <sub>c</sub>	F <sub>f</sub>	R <sub>r</sub>			
	7,2	2,1	0,2	0,13	0,09		
Rd	Re	Dd	Ct	S			
	8,1	0,2	6,7	290	1,28		
Índice/Parámetros Generados							
T <sub>c</sub> (hs)	H <sub>i</sub>						
	1,1	0,42					

Tabla 6.4. Parámetros morfométricos de la subcuenca 4.

Esta subcuenca es de forma alargada, ( $K_c = 2,1$ ) esto también puede corroborarse en el  $R_c$ ,  $F_f$  y  $R_e$  (0,2, 0,1 y 0,2 respectivamente).

Esta es una subcuenca madura ya que el valor  $H_i = 0,42$ . La  $R_r = 0,09$ , lo cual indica que tiene alta capacidad erosiva y una  $D_d = 6,7$  km/km<sup>2</sup>. El  $T_c = 66$  min hasta el punto de salida.

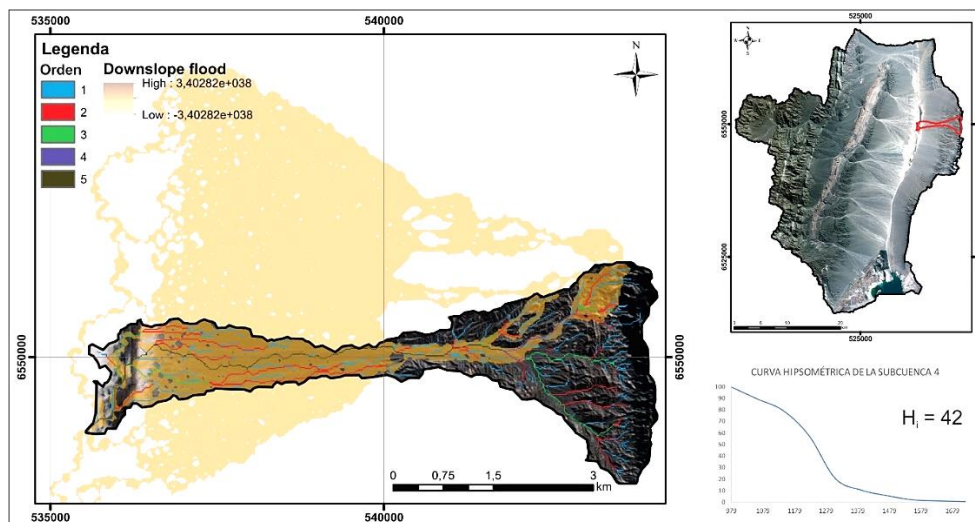


Figura 6.9. Subcuenca 4 en donde está representado los órdenes de Strahler y el flujo pendiente abajo. En el borde inferior derecho se encuentra la curva hipsométrica con el valor de la integral.

El perfil longitudinal del río de la subcuenca 4 es de forma recta en el sector medio-distal, sin embargo, el sector proximal muestra una forma cóncava pronunciada. La falla Villicum-Zonda ( $T_1$ ) genera el salto en el perfil longitudinal y un importante aumento en el valor  $SL$ , aunque no se presenta esto en la  $SPI$  a unos 150 m de la cabecera. La confluencia de cauces de orden 4 ocasiona a 2500 m un cambio brusco en la pendiente del canal y un aumento significativo de  $SPI$ . En el sector medio del perfil longitudinal se observa una anomalía que se asigna a un lineamiento ( $T_2$ ) dentro de los depósitos de edad mioceno, comienza a ser significativo la  $SPI$ . Poco más abajo del lineamiento antes descripto se encuentra el contacto de los depósitos consolidados con los de edad cuaternaria ( $L_2$ ). Los lóbulos de los abanicos aluviales pedemontanos (LA) provocan una disminución de la pendiente, por lo tanto, el cauce principal debe divagar para sobrepasarlo, esto ocasiona que el curso se mueva de forma lateral siguiendo por una misma curva de nivel y luego continuar el descenso buscando la máxima pendiente, generando que el factor  $SL$  pase de valores mínimos a máximos. Los cambios de la pendiente en el sector medio-distal (G) también se observan en estos perfiles. Los últimos valores elevados de  $SL$  y  $SPI$  se presentan en la unión del cauce principal de esta cuenca con el río de la Travesía en la parte distal del perfil (Figura 6.10).

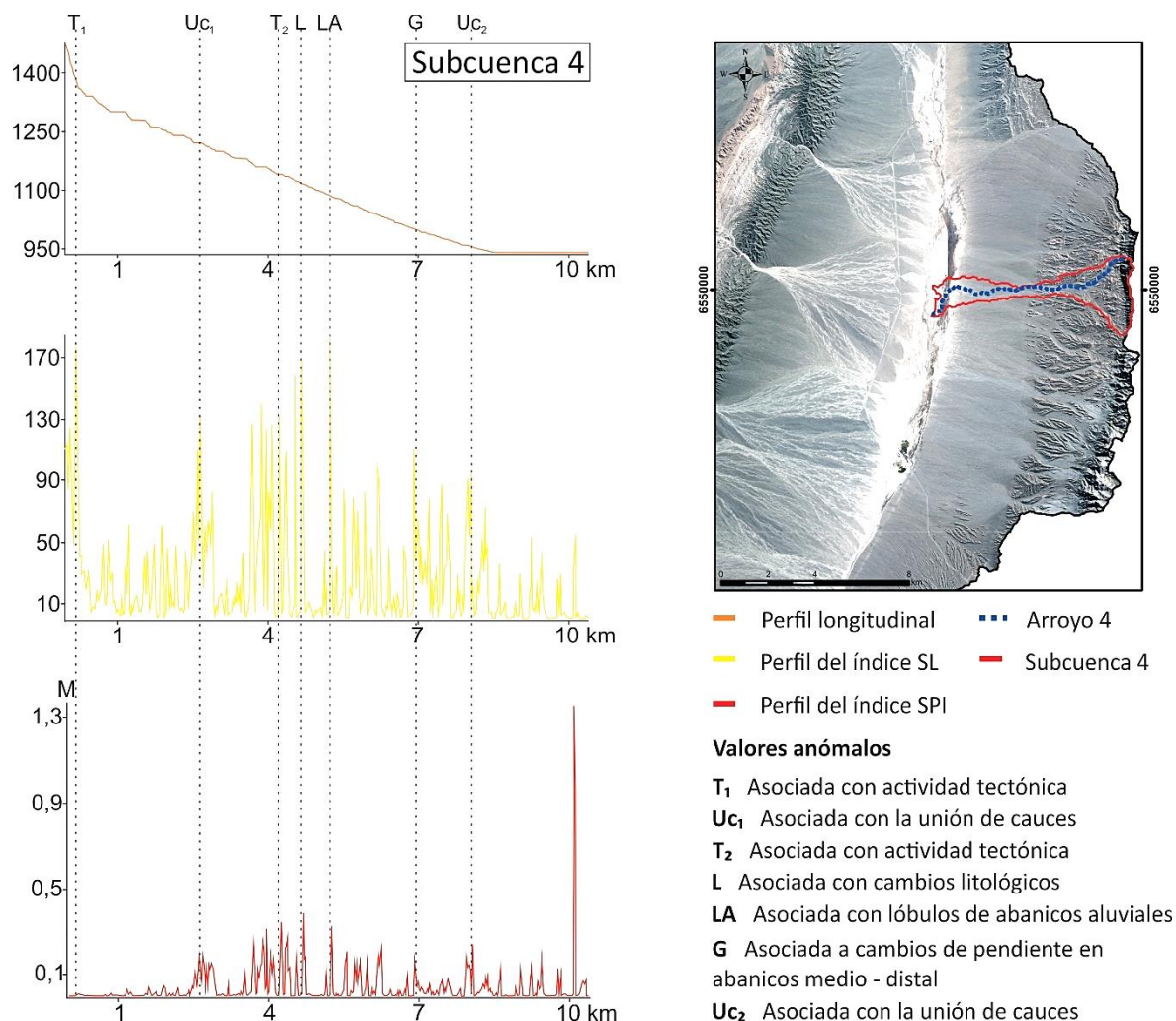


Figura 6.10. Hacia la izquierda está el perfil longitudinal, Factor  $SL$  ( $SL$ ) y Potencia Fluvial ( $SPI$ ) del río 4. Hacia la derecha está localizado el río 4 con su respectiva cuenca hidrográfica y los valores anómalos detectados.

### Subcuenca 5

Esta cuenca de 5<sup>to</sup> orden se ubica hacia el norte del piedemonte occidental de la sierra de Villicum, con diseño paralelo que drena hacia el oeste y deposita su carga en el semibolsón (Figura 6.11). Cubre un  $A = 17,6 \text{ km}^2$ , posee un  $P = 21,9 \text{ km}$  y una  $P_m = 6,5 \%$ . Su  $L_a = 7,8 \text{ km}$  y el  $W_m = 2,2 \text{ km}$ .

La subcuenca es de forma oval, ya que el  $K_c = 1,4$ . La interpretación del  $R_c$ ,  $F_f$  y  $R_e$  permite obtener una conclusión similar (0,4, 0,2 y 0,3 respectivamente) (Tabla 6.5).

Parámetros básicos de la superficie								
$A$ ( $km^2$ )	$P$ (km)	$P_{3d}$ (km)	$L_a$ (km)	$W_m$ (km)	$H_s$ (msnm)	$H_m$ (msnm)	$H_r$ (m)	
17,6	21,9	22,2	7,8	2,2	1750	946	804	
$C_x$ (km)	$C_y$ (km)	$C_z$ (msnm)	$A_m$ (msnm)	$A_{mf}$ (msnm)	$A_{fm}$ (msnm)	$P_m$ (%)		
540	6551,8	1243,4	1243,4	986	1206	6,5		
Parámetros básicos de la red de drenaje								
$Lcp$ (km)	$Or$	$Ltc$ (km)	$Prh$ (%)					
10	5	139	1,04					
Índice/Parámetros derivados								
$P_{cp}$	$K_c$	$R_c$	$F_f$	$R_r$				
7,9	1,4	0,4	0,2	0,1				
$R_d$	$R_e$	$D_d$	$C_t$	$S$				
9,8	0,3	7,8	327,5	1,28				
Índice/Parámetros Generados								
$T_c$ (hs)	$H_i$							
1	0,37							

Tabla 6.5. Parámetros morfométricos de la subcuenca 5.

En comparación con las demás subcuencas, en este caso es la que mayor  $R_r = 0,1$ , por lo tanto, es la que mayor capacidad erosiva tiene. La  $D_d = 7,8$  km/km<sup>2</sup>, siendo esta elevada, con materiales de baja permeabilidad. Estos parámetros también están reflejados en el valor de la  $H_i = 0,37$ , donde se observa que es la subcuenca más madura de todas. El  $T_c = 60$  min, hasta el punto de salida de la subcuenca.

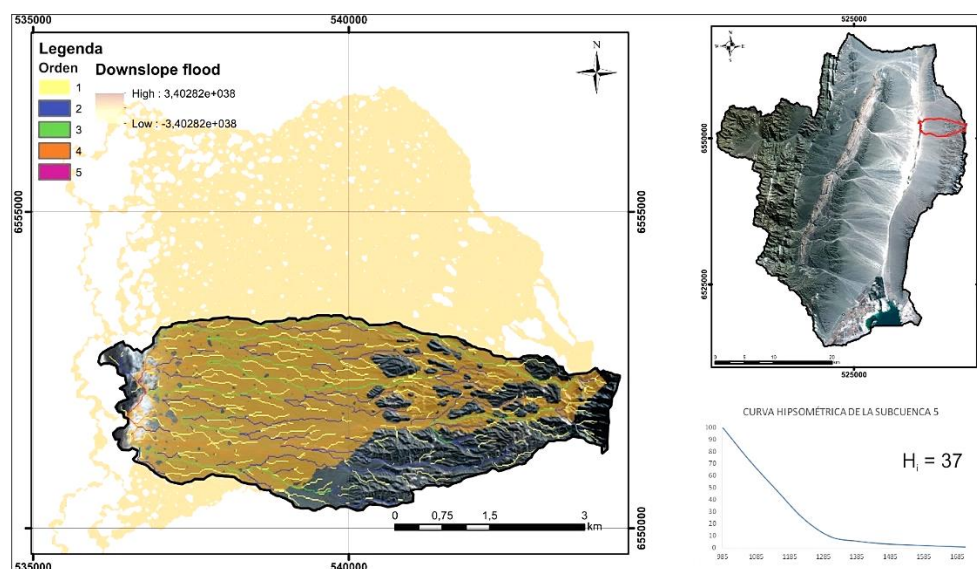


Figura 6.11. Subcuenca 5 en donde está representado los órdenes de Strahler y el flujo pendiente abajo. En el borde inferior derecho se encuentra la curva hipsométrica con el valor de la integral.



El perfil longitudinal del río de la subcuenca 5 es recto después del *Knickpoint* del sector proximal. Este se caracteriza por ser el sitio donde mejor queda expuesto, a lo largo de la sierra de Villicum, la falla regional Villicum-Zonda ( $T_1$ ) con valores de *SL* (340) muy elevados al igual que la *SPI*. Metros más abajo de la cabecera del cauce, se encuentra un cambio litológico (L) de rocas de edad mioceno-plioceno que provocan una anomalía por erosión diferencial. A 3000 m hay un lineamiento que fue identificado principalmente, por medio de la *SPI*, este se encuentra ubicado entre las rocas de edad pliocena, paralelo al sistema Villicum-Zonda. El cambio geomorfológico de la bajada pedemontana en la porción media-distal (G) son una constante a lo largo de este piedemonte, al igual que la destacada anomalía de *SL* y *SPI* que se pudo ver en la confluencia de los cauces (Uc) principales con el río de la Travesía (Figura 6.12).

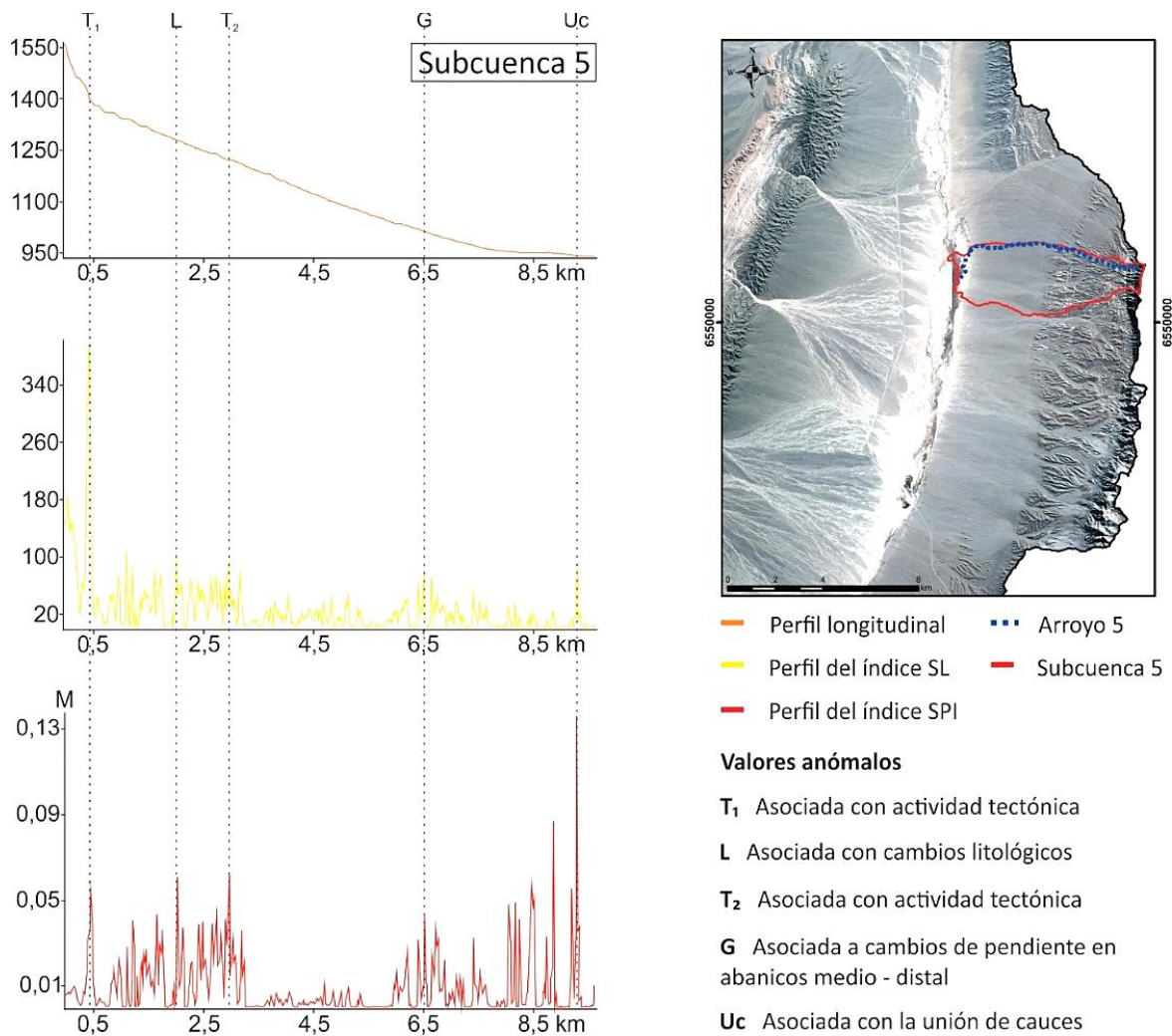


Figura 6.12. Hacia la izquierda está el perfil longitudinal, Factor  $SL$  ( $SL$ ) y Potencia Fluvial ( $SPI$ ) del río 5. Hacia la derecha está localizado el río 5 con su respectiva cuenca hidrográfica y los valores anómalos detectados.

### Subcuenca 6

Se localiza en el extremo noreste del sitio de estudio y está conectada con las últimas estribaciones de la sierra de Villicum norte (Figura 6.13). Es la subcuenca de menor tamaño de todas con  $A = 8 \text{ km}^2$ , el  $P = 15,9 \text{ km}$ . Sin embargo, es la de mayor  $P_m = 24,9 \%$ . Su  $L_a = 5,3 \text{ km}$  y un  $W_m = 1,5 \text{ km}$ . El diseño de la red de drenaje es subparalela.

Parámetros básicos de la superficie							
$A \text{ (km}^2\text{)}$	$P \text{ (km)}$	$P_{3d} \text{ (km)}$	$L_a \text{ (km)}$	$W_m \text{ (km)}$	$H_s \text{ (msnm)}$	$H_m \text{ (msnm)}$	$H_r \text{ (m)}$
8	15,9	15,9	5,3	1,5	1310	1016	294
$C_x \text{ (km)}$	$C_y \text{ (km)}$	$C_z \text{ (msnm)}$	$A_m \text{ (msnm)}$	$A_{mf} \text{ (msnm)}$	$A_{fm} \text{ (msnm)}$	$P_m \text{ (\%)}$	
540,9	6556,2	1144,3	1144,3	1190	1120	24,9	
Parámetros básicos de la red de drenaje							
$L_{cp} \text{ (km)}$	$O_r$	$L_{tc} \text{ (km)}$	$P_{rh} \text{ (\%)}$				
6,2	5	60,1	2,4				
Índice/Parámetros derivados							
$P_{cp}$	$K_c$	$R_c$	$F_f$	$R_r$			
4,6	1,5	0,39	0,28	0,05			
$R_d$	$R_e$	$D_d$	$C_t$	$S$			
25,9	0,33	7,51	385	1,18			
Índice/Parámetros Generados							
$T_c \text{ (hs)}$	$H_i$						
0,57	0,43						

Tabla 6.6. Parámetros morfométricos de la subcuenca 6

El  $H_r = 294$  m y la  $L_{cp} = 6,2$  km con una  $P_{cp} = 4,6$  %. El  $S = 1,18$  indicando que el cauce principal es tipo rectilíneo.

El  $K_c = 1,5$  lo que permite interpretar que se trata de una subcuenca de forma oval con valor. El  $R_c$ ,  $F_f$  y  $R_e$  (0,39, 0,28 y 0,33 respectivamente) tienen valores menores a la unidad.

El alto valor de la  $D_d = 7,5$  km/km<sup>2</sup>, está condicionada por la elevada pendiente de esta subcuenca, generando una rápida evacuación del sistema. La  $R_r = 0,05$ , indicando una erosión considerable. Esto también se observa en el valor de la  $H_i = 0,43$ , siendo madura. El  $T_c = 34$  minutos hasta el punto de salida de la subcuenca (Tabla 6.6).

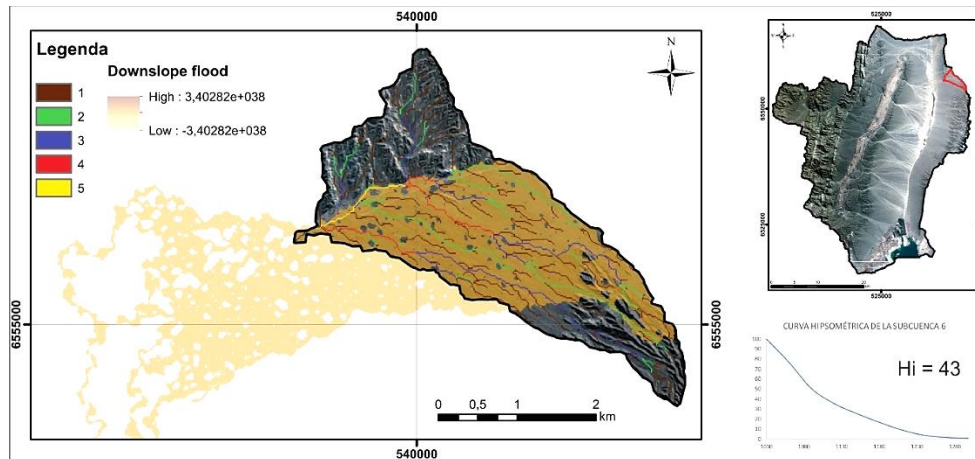


Figura 6.13. Subcuenca 6 en donde están representado los órdenes de Strahler y el flujo pendiente abajo. En el borde inferior derecho se encuentra la curva hipsométrica con el valor de la integral.

El perfil longitudinal del río de la subcuenca 6 es recto hasta la parte proximal donde se observan algunas inflexiones que dan una apariencia ligeramente cóncava. El primer valor elevado de *SL* que se observa es a unos 2000 m de la cabecera de la cuenca donde se encuentra el límite de las rocas de edad pliocena y los depósitos holocenos (L), aunque esto no genera sobresaltos en el *SPI*. Los cambios en la porción media-distal ( $G_1$ ) de la bajada pedemontana ocasionan el valor más elevado de *SL* (75) que se observa sobre este cauce. La unión de los arroyos que bajan desde la sierra de Villicum con los que descienden desde las lomas de los Pozos provocan una moderada *SPI* y *SL*. Ya en el sector distal la *SPI* se vuelve considerable por una acumulación de flujo ( $G_2$ ) del río (Figura 6.14).



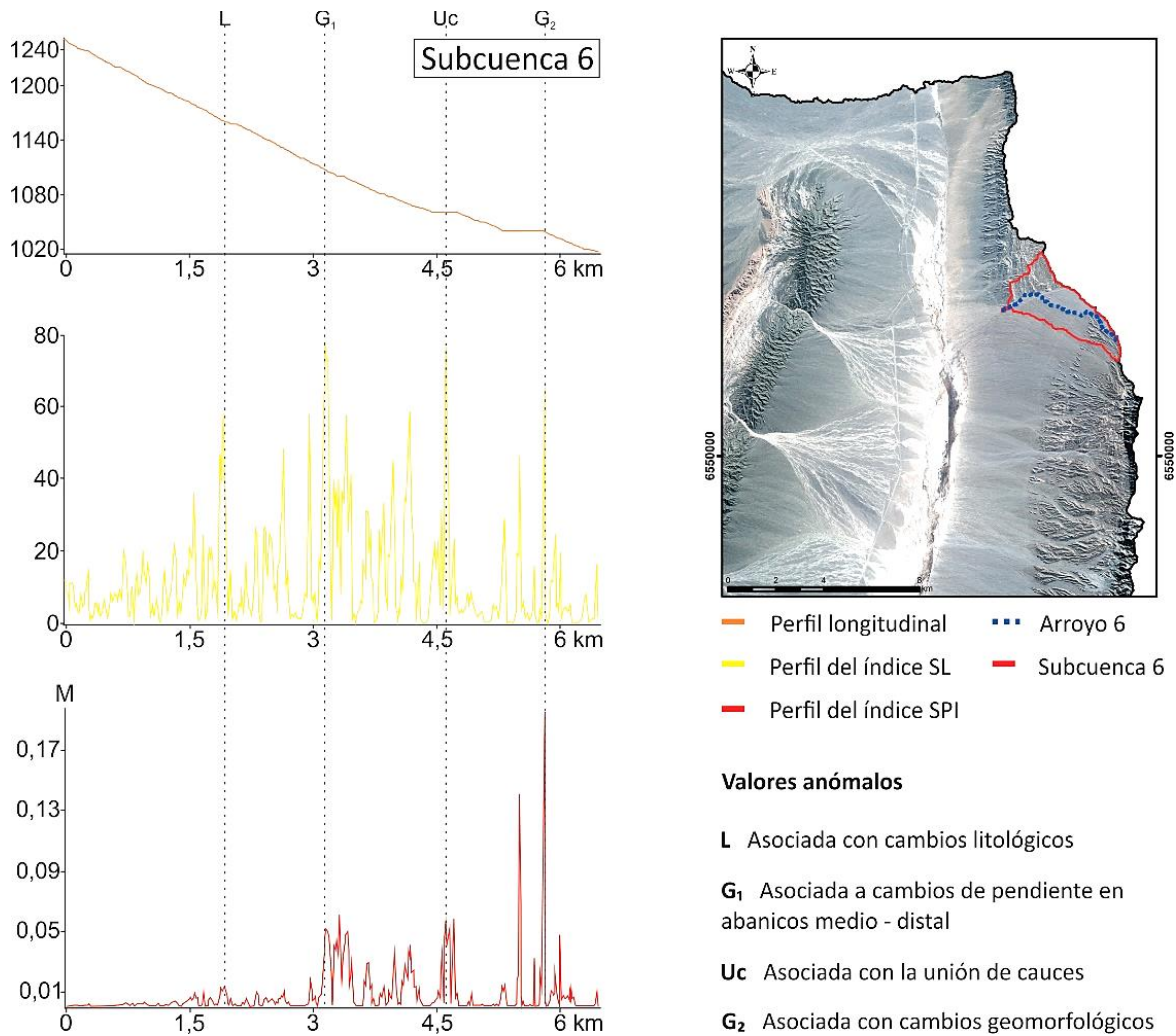


Figura 6.14. Hacia la izquierda está el perfil longitudinal, Factor  $SL$  ( $SL$ ) y Potencia Fluvial ( $SPI$ ) del río 6. Hacia la derecha está localizado el río 6 con su respectiva cuenca hidrográfica y los valores anómalos detectados.

### Subcuenca 7

Es una subcuenca de 6<sup>to</sup> orden, que se ubica sobre el sector norte del piedemonte oriental de la sierra de la Dehesa (Figura 6.15). Presenta un escurrimiento en dirección noreste hacia Matagusanos. El  $A = 104,1 \text{ km}^2$  y un  $P = 62,2 \text{ km}$ . Su  $L_a = 18,9 \text{ km}$  y el  $W_m = 5,5 \text{ km}$ . El  $H_r = 113 \text{ m}$  y la  $P_m = 7 \%$ . Diseño de la red drenaje es subdendrítico.

La subcuenca es de forma oval alargada, clasificada según el valor obtenido del  $K_c$  (1,7). La  $R_c$ ,  $F_f$  y  $R_e$  (0,33, 0,29 y 0,34 respectivamente) afirman también que esta subcuenca tiene baja circularidad.

Parámetros básicos de la superficie							
$A (km^2)$	$P (km)$	$P_{3d} (km)$	$L_a (km)$	$W_m (km)$	$H_s (msnm)$	$H_m (msnm)$	$H_r (m)$
104,1	62,2	63	18,9	5,5	2103	990	1113
$C_x (km)$	$C_y (km)$	$C_z (msnm)$	$A_m (msnm)$	$A_{mf} (msnm)$	$A_{fm} (msnm)$	$P_m (\%)$	
526	6561	1474,8	1474,8	1276,5	1357,1	7	
Parámetros básicos de la red de drenaje							
$L_{cp} (km)$	$O_r$	$L_{tc} (km)$	$P_{th} (\%)$				
24,4	6	650,4	1,04				
Índice/Parámetros derivados							
$P_{cp}$	$K_c$	$R_c$	$F_f$	$R_r$			
4,53	1,7	0,33	0,29	0,05			
$R_d$	$R_e$	$D_d$	$C_t$	$S$			
5,6	0,34	6,2	232,9	1,29			
Índice/Parámetros Generados							
$T_c (hs)$	$H_i$						
1,93	0,43						

Tabla 6.7. Parámetros morfométricos de la subcuenca 7.

El cauce principal es de tipo transicional debido a que el  $S = 1,29$ . La  $R_r = 0,05$  siendo moderada, con una leve disminución de la capacidad erosiva de los cauces de mayor orden que la integran y un valor ligeramente superior de la  $H_i = 0,43$ , siendo madura. La  $D_d = 6,2 \text{ km/km}^2$ .

El  $T_c = 1h56'$  hasta la desembocadura de la subcuenca. En este caso particular el drenaje debe dirigirse primero hacia el nor-este y luego en su tramo final hacia el este hasta llegar a Matagusanos, lo que podría aumentar el tiempo de concentración (Tabla 6.7).

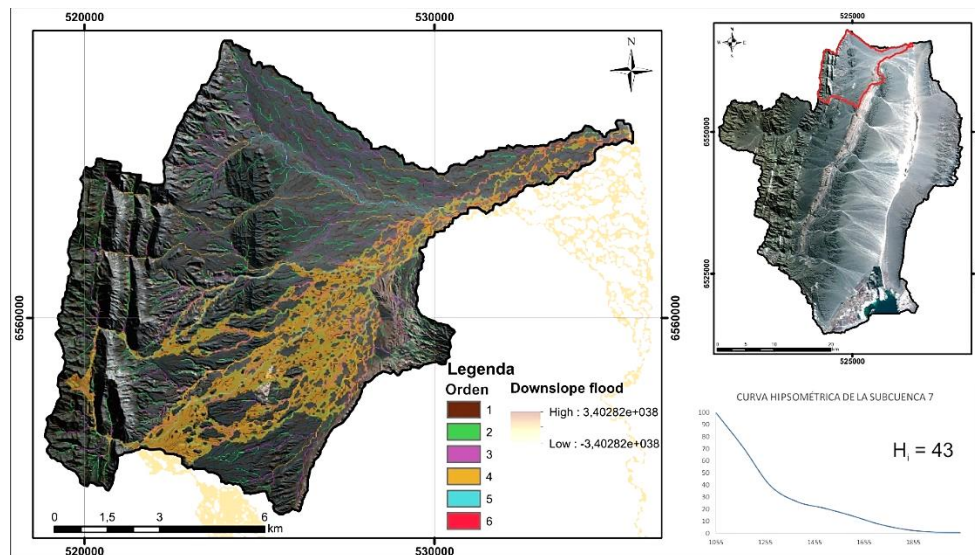


Figura 6.15. Subcuenca 7 en donde están representado los órdenes de Strahler y el flujo pendiente abajo. En el borde inferior derecho se encuentra la curva hipsométrica con el valor de la integral.

El perfil longitudinal del río de la subcuenca 7 tiene una forma cóncava con marcadas inflexiones en su sector proximal principalmente. La erosión diferencial de las rocas paleozoicas (L) ocasiona el primer *Nickpoint* a 800 de la cabecera de la cuenca, aunque no genera grandes alteraciones en los valores de *SL* y *SPI*. El corrimiento más oriental de precordillera Central ( $T_1$ ) (Baldis y Chebli, 1969) ocasiona un importante *Nickpoint* en el perfil longitudinal del río con altos saltos de *SL* y es en donde se da el primer valor apreciable de *SPI*. Siguiendo el descenso del cauce se encuentra en el borde occidental de las lomas el Salto, la falla el Salto, sin embargo, esta no se percibe a esta escala de trabajo, lo que si fue detectado por el factor *SL* y *SPI* es la falla “oriental” ( $T_2$ ) con vergencia oriental ubicada sobre el faldeo oriental de las lomas el Salto. La falla Los blanquitos oeste ( $T_3$ ) es detectada en la parte media del perfil longitudinal por medio de los índices. Los Blanquitos este ( $T_4$ ), es la última falla que se logró identificar por los valores altos de *SL* y *SPI* en un sector donde la pendiente comienza a decrecer en el perfil longitudinal. En el sector terminal del recorrido, en las proximidades de la estación Talacasto, el cauce tiende a moverse de forma lateral ante la presencia de lóbulos de abanicos sobreimpuestos (LA), provenientes desde la cuenca de Talacasto y la cuenca Campo Ciénaga Redonda, esto hace que la pendiente disminuya e

incremento sus valores reiteradamente, alterando los valores de  $SL$  y  $SPI$  (Figura 6.16).

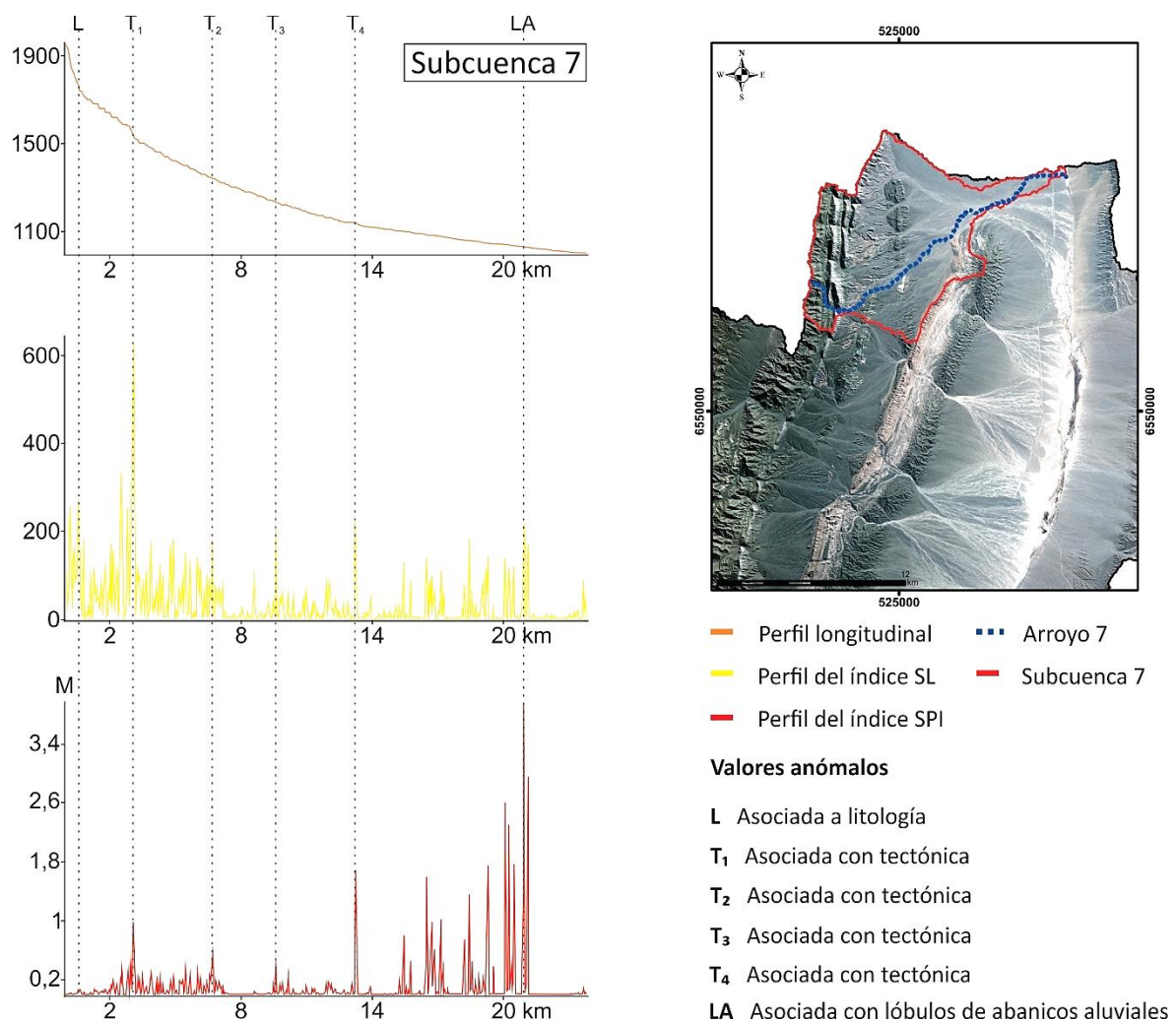


Figura 6.16. Hacia la izquierda está el perfil longitudinal, Factor  $SL$  ( $SL$ ) y Potencia Fluvial ( $SPI$ ) del río 7. Hacia la derecha está localizado el río 7 con su respectiva cuenca hidrográfica y los valores anómalos detectados.

### Subcuenca 8

Está ubicada sobre el piedemonte oriental de la sierra de la dehesa, con diseño de drenaje predominantemente paralelo, aunque en algunos sectores es subdendrítico (Figura 6.17). La dirección de escurrimiento es hacia el sureste, modificando su dirección si la comparamos con la subcuenca adyacente descrita anteriormente.



El cauce principal es llamado río el Salto, cruza las lomas de la Dehesa y deposita su carga sobre el semibolsón de Matagusanos.

El  $A = 66,5 \text{ km}^2$  y el  $P = 54,3 \text{ km}$ . Su  $L_a = 17,4 \text{ km}$  y el  $W_m = 3,8 \text{ km}$ . Esta subcuenca de gran  $H_r$  (1169 m) presenta un relieve accidentado ya que su  $P_m = 11,5 \%$ .

Parámetros básicos de la superficie							
$A (\text{km}^2)$	$P (\text{km})$	$P_{3d} (\text{km})$	$L_a (\text{km})$	$W_m (\text{km})$	$H_s (\text{msnm})$	$H_m (\text{msnm})$	$H_r (\text{m})$
66,5	54,3	54,9	17,4	3,8	2105	935,8	1169,1
$C_x (\text{km})$	$C_y (\text{km})$	$C_z (\text{msnm})$	$A_m (\text{msnm})$	$A_{mf} (\text{msnm})$	$A_{fm} (\text{msnm})$	$P_m (\%)$	
526,7	6552,2	1414	1414	1344,5	1346,2	11,5	
Parámetros básicos de la red de drenaje							
$L_{cp} (\text{km})$	$O_r$	$L_{tc} (\text{km})$	$P_{th} (\%)$				
24,3	6	428,7	1,23				
Índice/Parámetros derivados							
$P_{cp}$	$K_c$	$R_c$	$F_f$	$R_r$			
	4,6	1,8	0,28	0,2	0,06		
$R_d$	$R_e$	$D_d$	$C_t$	$S$			
	5,5	0,29	6,44	971	1,38		
Índice/Parámetros Generados							
$T_c (\text{hs})$	$H_i$						
1,65	0,4						

Tabla 6.8. Parámetros morfométricos de la subcuenca 8.

La forma de la subcuenca es alargada, evidenciada por un alto valor del  $K_c$  (1,8). El  $R_c$ ,  $F_f$  y  $R_e$  se encuentran muy por debajo de la unidad (0,28, 0,20 y 0,29 respectivamente) lo que también fortalecen el índice de compacidad sobre la forma de la subcuenca.

La  $L_{cp} = 24,3 \text{ km}$ , con una  $P_m = 4,6 \%$  y es de carácter transicional porque el valor del  $S = 1,38$ . La  $L_{tc} = 428,7 \text{ km}$ .

La  $D_d = 6,4 \text{ km/km}^2$ , esta subcuenca tiene buen drenaje y ante eventuales lluvias torrenciales se producirá una rápida evacuación. Es una subcuenca madura debido a que la  $H_i = 0,4$ . El  $T_c = 1\text{hs}39'$  hasta la desembocadura de la subcuenca (Tabla 6.8).

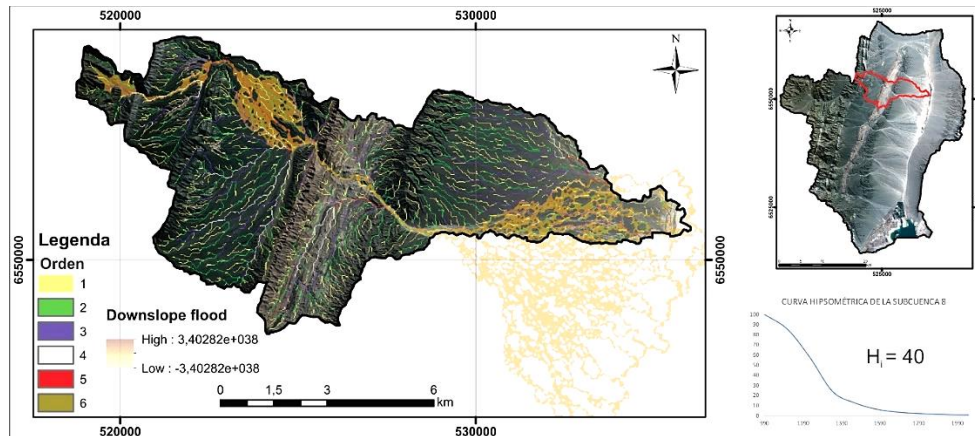


Figura 6.17. Subcuenca 8 en donde están representado los órdenes de Strahler y el flujo pendiente abajo. En el borde inferior derecho se encuentra la curva hipsométrica con el valor de la integral.

El perfil longitudinal del río de la subcuenca 8 es de forma cóncava, el sector medio de los perfiles es donde se localizan la mayor concentración de anomalías. Es marcado en el perfil longitudinal y *SL* el corrimiento oriental ( $T_1$ ) de la sierra de la Dehesa. En las proximidades del borde occidental de las lomas el Salto, se ubica la falla el Salto ( $T_2$ ), allí el cauce principal tiene que bordearlo este sistema para sobrepasarlo, ocasionando que la pendiente disminuya en primera instancia y luego aumente de forma brusca al cruzar la falla el Salto. En las cercanías de la entrada a las lomas de la Dehesa, se identifica claramente el fallamiento Los Blanquitos este ( $T_3$ ) lo que marca un incremento en *SL* y *SPI*. Los cambios litológicos entre las rocas de edad Miocenas y Pliocenas ( $L_1$ ) son detectados en el interior de las lomas de la Dehesa.

Cuando el cauce principal deja de estar confinado lateralmente por las rocas consolidadas, se expande depositando su carga y disminuyendo la pendiente ( $G_1$ ), esto es una de la expresión positiva más importantes dentro del perfil *SL* y *SPI*. El sector del piedemonte medio-distal ( $G_2$ ) muestra un importante valor máximo de *SPI* y *SL*. Finalmente, el último punto detectado por medio de los índices y perfiles es la confluencia entre el cauce y el río de la Travesía (Uc) (Figura 6.18).

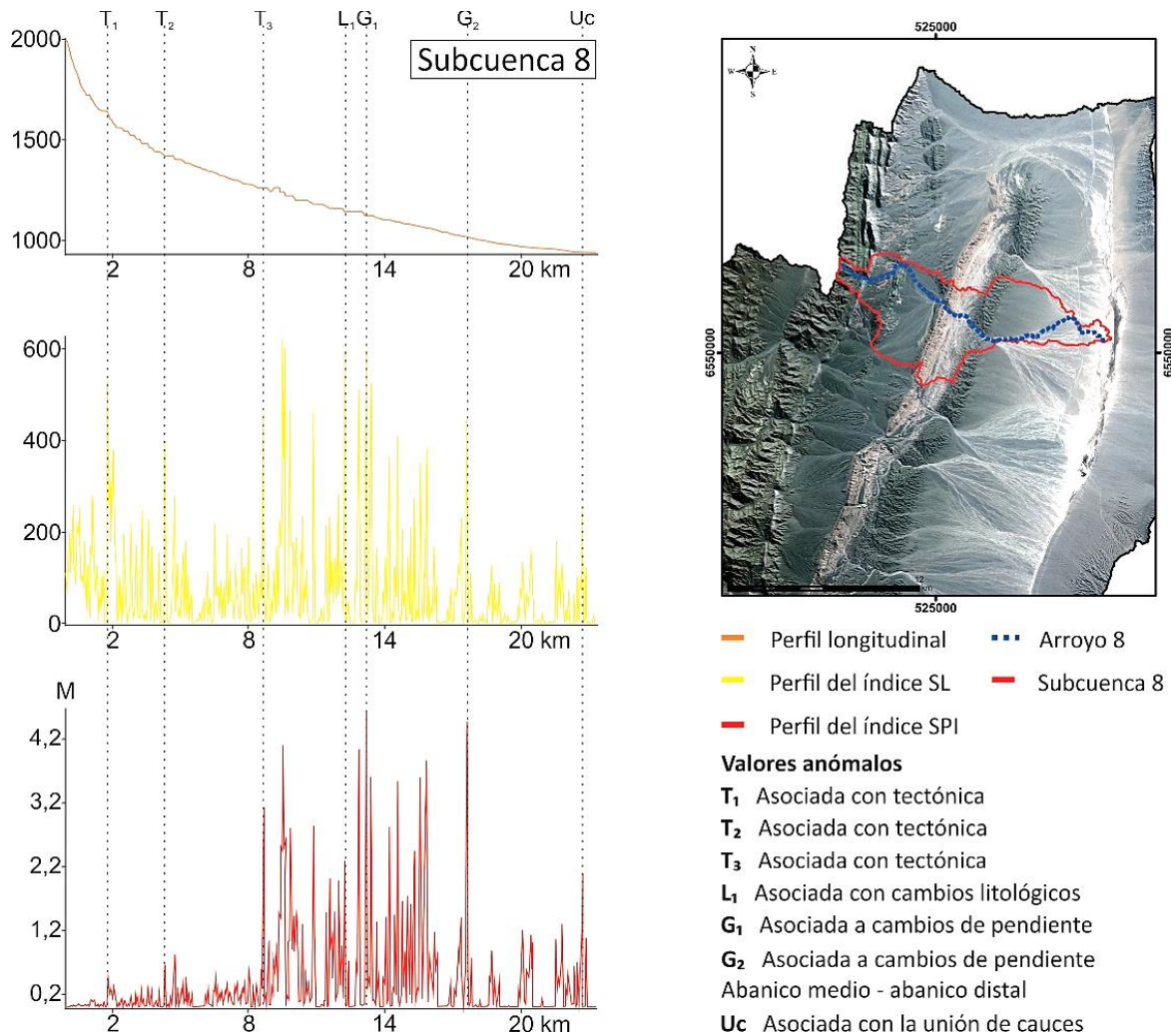


Figura 6.18. Hacia la izquierda está el perfil longitudinal, Factor  $SL$  ( $SL$ ) y Potencia Fluvial ( $SPI$ ) del río 8. Hacia la derecha está localizado el río 8 con su respectiva cuenca hidrográfica y los valores anómalos detectados.

### Subcuenca 9

Esta subcuenca es de 7<sup>mo</sup> orden, siendo una de las de mayor orden, entre las que se encuentran drenando hacia la depresión de Matagusanos desde el oeste (Figura 6.19). Sus nacientes se localizan sobre el faldeo oriental de la sierra de la Cantera, en su sector medio del recorrido atraviesa las lomas de la Dehesa por la quebrada de los Algarrobos y continúa luego su descenso hasta el semibolsón. El diseño es del tipo subdendrítico y divergente en algunos sectores, típico de abanicos aluviales.

El  $A = 258,9 \text{ km}^2$ , lo que la convierte en la de mayor superficie de las que ocupa la zona de Matagusanos y el  $P = 109,2 \text{ km}$ . Su  $L_a = 32,2 \text{ km}$  y el  $W_m = 7,8 \text{ km}$ . La  $P_m = 11 \%$ , es un relieve accidentado y una de las más inclinadas de todas con un  $H_r = 2175 \text{ m}$ .

Parámetros básicos de la superficie							
$A (\text{km}^2)$	$P (\text{km})$	$P_{3d} (\text{km})$	$L_a (\text{km})$	$W_m (\text{km})$	$H_s (\text{msnm})$	$H_m (\text{msnm})$	$H_r (\text{m})$
258,9	109,2	111,3	32,8	7,89	3090	915	2175
$C_x (\text{km})$	$C_y (\text{km})$	$C_z (\text{msnm})$	$A_m (\text{msnm})$	$A_{mf} (\text{msnm})$	$A_{fm} (\text{msnm})$	$P_m (\%)$	
515,7	6548	2103,2	2103,2	2331	2006,6	11	
Parámetros básicos de la red de drenaje							
$L_{cp} (\text{km})$	$O_r$	$L_{tc} (\text{km})$	$P_{th} (\%)$				
39,1	7	1421,2	1,19				
Índice/Parámetros derivados							
$P_{cp}$	$K_c$	$R_c$	$F_f$	$R_r$			
	5	1,9	0,27	0,24	0,06		
$R_d$	$R_e$	$D_d$	$C_t$	$S$			
	2,5	0,3	5,4	208,8	1,19		
Índice/Parámetros Generados							
$T_c (\text{hs})$	$H_i$						
2,69	0,54						

Tabla 6.9. Parámetros morfométricos de la subcuenca 9.

La  $L_{cp} = 39,1 \text{ km}$ , posee una  $P_{cp} = 5 \%$  y es moderadamente erosiva ya que la  $R_r = 0,6$ . La  $L_{tc} = 1421,2 \text{ km}$ .

El  $K_c = 1,9$ , característico de cuencas ovales-alargadas. Y esto también se demuestra con la aplicación del  $R_c$ ,  $F_f$  y  $R_e$  (0,27, 0,24 y 0,3 respectivamente)

Tiene un buen drenaje con una  $D_d = 5,4 \text{ km/km}^2$ , una de las menores densidades que se encontraron entre las distintas subcuencas. La  $H_i = 0,54$  por lo tanto es una de las únicas que conservan todavía más de la mitad de la masa de la subcuenca. El  $T_c = 2\text{hs}41'$  hasta la desembocadura de la subcuenca desde el punto más alejado (Tabla 6.9).



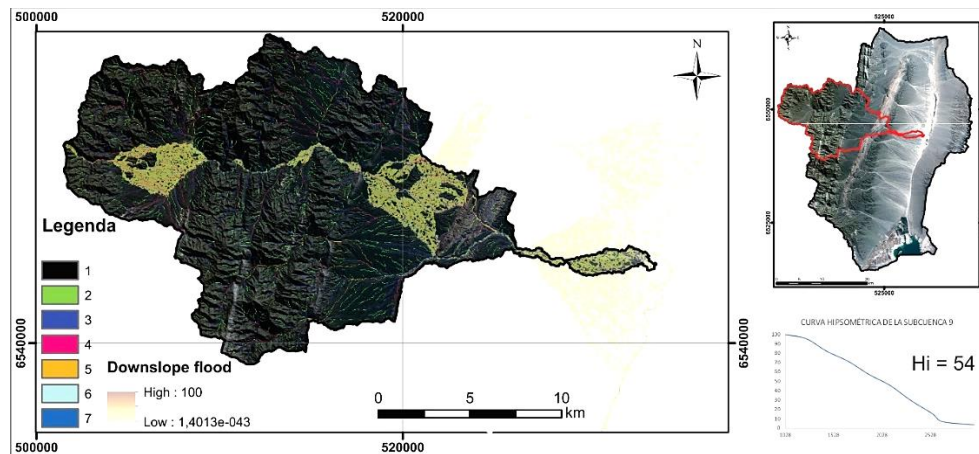


Figura 6.19. Subcuenca 9 en donde están representado los órdenes de Strahler y el flujo pendiente abajo. En el borde inferior derecho se encuentra la curva hipsométrica con el valor de la integral.

El perfil longitudinal del río de la subcuenca 9, es de forma cóncavo en el sector proximal, sin embargo, luego adquiere una forma recta. Un gran salto topográfico ( $L_1$ ) ocasiona en el faldeo oriental de la sierra de la Cantera un aumento de  $SL$ . Los índices detectan el corrimiento ( $T_1$ ) en el borde occidental del cerro el Molle. Los valores más altos de  $SL$  se dan en el interior del cerro el Molle, cuando el cauce cruza estas serranías en donde se encuentra el contacto de rocas litológicamente distintas ( $L_2$ ) de edades ordovícicas y silúricas. La discordancia litológica ( $L_3$ ) y angular de las rocas paleozoicas en el borde occidental de la sierra de la Dehesa está bien representada por medio del índice  $SPI$ . Son destacables los valores que muestra el *Knickpoint* del corrimiento oriental de Precordillera Central ( $T_2$ ), en el faldeo de la sierra de la Dehesa. La última estructura ( $T_3$ ), se observa en los perfiles analizados es la que se encuentra en la entrada a las lomas de la Dehesa (falla Los Blanquitos este). Cuando el cauce principal sale de las lomas se produce un cambio de pendiente ( $G$ ) y un aumento brusco en el factor  $SL$  y en la  $SPI$  principalmente. El último valor anómalo elevado de los índices está en el sector proximal-distal ( $LA$ ) de la bajada pedemontana en Matagusanos, esto se interpreta debido a la presencia de un depósito de edad cuaternario antiguo, planizado, por la que transcurre el cauce (Figura 6.20).

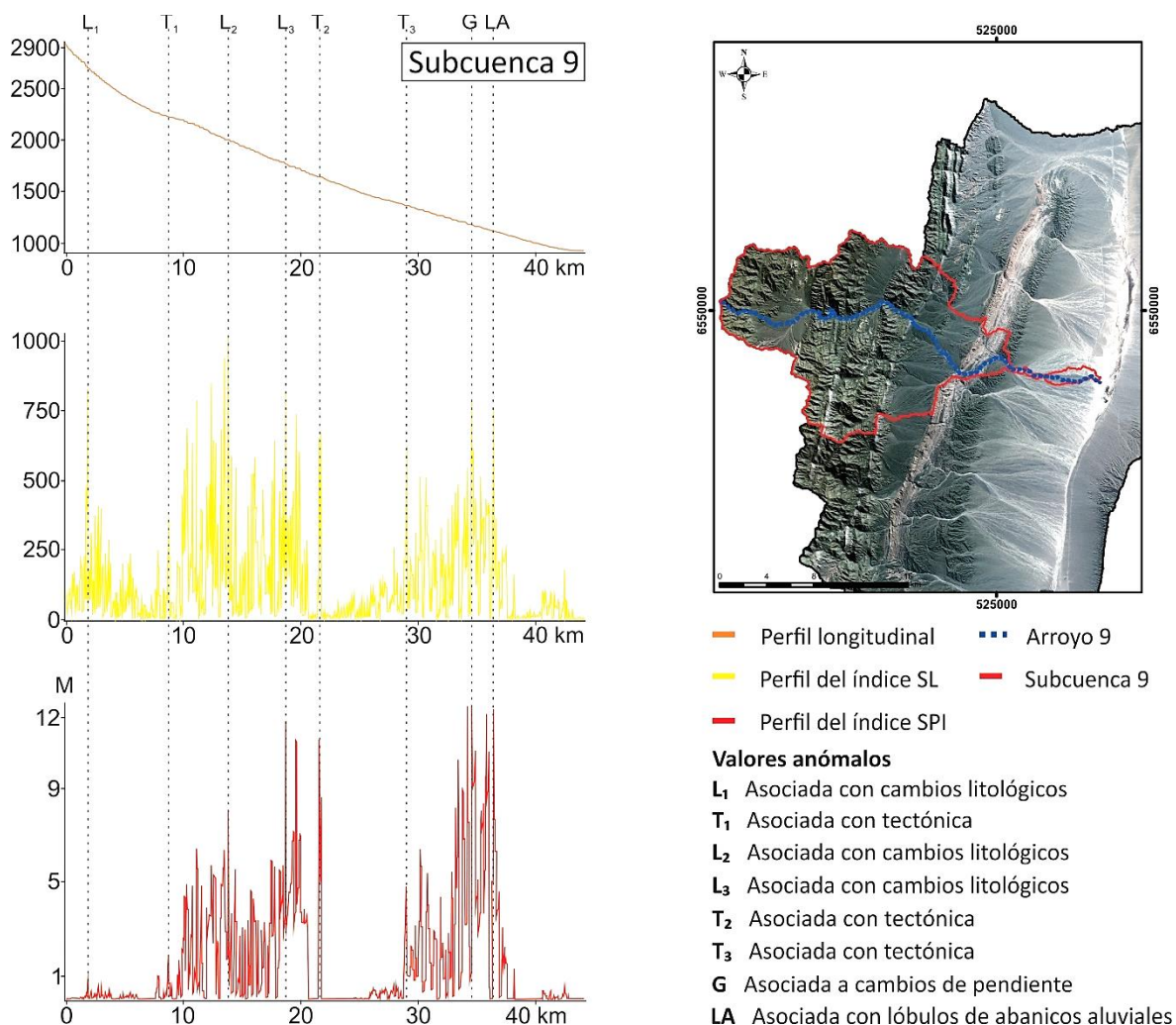


Figura 6.20. Hacia la izquierda está el perfil longitudinal, Factor  $SL$  ( $SL$ ) y Potencia Fluvial ( $SPI$ ) del río 9. Hacia la derecha está localizado el río 9 con su respectiva cuenca hidrográfica y los valores anómalos detectados.

### Subcuenca 10

Su cauce principal, la quebrada Seca, es de tipo intermitente, drena con una orientación inicial hacia el noreste y luego en la mitad de su recorrido se encaja quedando controlado por los afloramientos neógenos de las lomas de la Dehesa. Finalmente, su último recorrido lo realiza sobre depósitos aluviales modernos (Figura 6.21). La  $L_{cp} = 26,1$  km y presenta una  $P_m = 4,7$  %. La  $L_{tc} = 248,3$  km. El diseño de la red es divergente en depósitos de edad Cuaternarios y también está controlado por estructuras. El cauce principal es de tipo transicional, característica dada por el valor del  $S$  (1,39).

Parámetros básicos de la superficie							
$A \text{ (km}^2\text{)}$	$P \text{ (km)}$	$P_{3d} \text{ (km)}$	$L_a \text{ (km)}$	$W_m \text{ (km)}$	$H_s \text{ (msnm)}$	$H_m \text{ (msnm)}$	$H_r \text{ (m)}$
39,8	52,5	52,9	18,7	2,13	2161,8	912	1249,8
$C_x \text{ (km)}$	$C_y \text{ (km)}$	$C_z \text{ (msnm)}$	$A_m \text{ (msnm)}$	$A_{mf} \text{ (msnm)}$	$A_{fm} \text{ (msnm)}$	$P_m \text{ (\%)}$	
522,5	6541,2	1492,2	1492,2	1351	1422,5	8,5	
Parámetros básicos de la red de drenaje							
$L_{cp} \text{ (km)}$	$O_r$	$L_{tc} \text{ (km)}$	$P_{rh} \text{ (\%)}$				
26,1	5	248,3	1,09				
Índice/Parámetros derivados							
$P_{cp}$	$K_c$	$R_c$	$F_f$	$R_r$			
	4,7	2,3	0,18	0,1	0,06		
$R_d$	$R_e$	$D_d$	$C_t$	$S$			
	5	0,2	6,2	233	1,39		
Índice/Parámetros Generados							
$T_c \text{ (hs)}$	$H_i$						
1,8	0,46						

Tabla 6.10. Parámetros morfométricos de la subcuenca 10.

Esta subcuenca de 5<sup>to</sup> orden, posee un  $A = 39,8 \text{ km}^2$ , un  $P = 52,9 \text{ km}$  y la  $P_m = 8,5 \%$ . Su  $L_a = 18,7 \text{ km}$  y el  $W_m = 2,13 \text{ km}$  (Tabla 6.10).

Esta subcuenca es una de las más alargadas y esto se demuestra por medio del  $K_c = 2,3$ , a ello se le suma que el  $R_c$ ,  $F_f$  y  $R_e$  poseen valores menores a la unidad (0,18, 0,1 y 0,2 respectivamente).

La  $D_d$  es moderada ( $6,2 \text{ km/km}^2$ ) indicando afloramientos de baja permeabilidad. La capacidad erosiva, representada por la  $R_e$  de la subcuenca es moderada-alta y esto también se refleja en la  $H_i$  (0,46) donde se ve que la cuenca ya perdió poco más de la mitad de su masa (estado de madurez).

El  $T_c = 1\text{hs}48'$ . Tiempo que le tomaría alcanzar el semibolsón de Matagusanos.

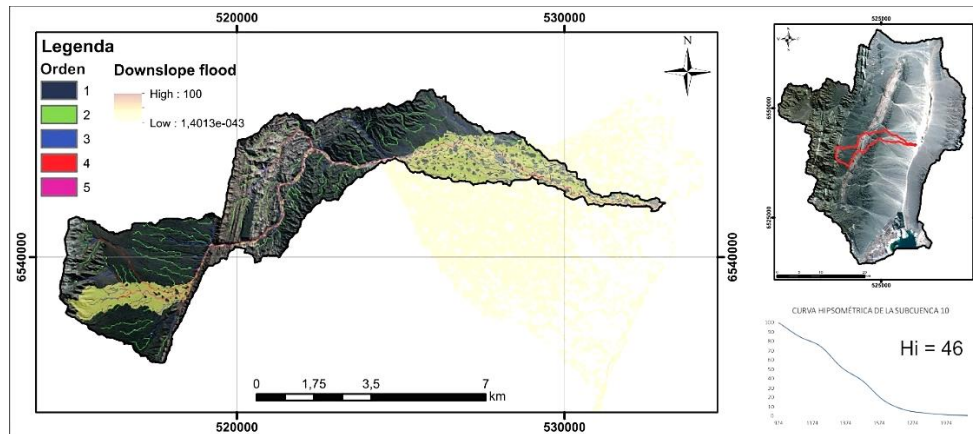


Figura 6.21. Subcuenca 10 en donde están representado los órdenes de Strahler y el flujo pendiente abajo. En el borde inferior derecho se encuentra la curva hipsométrica con el valor de la integral.

El perfil longitudinal del río de la subcuenca 10, es ligeramente cóncavo en el sector proximal y posteriormente la forma de este es recta con algunas anomalías en el sector medio. El corrimiento principal de Precordillera Central ( $T_1$ ) es la primera anomalía que se observa dentro del perfil longitudinal y factor  $SL$ . Cabe destacar que la falla de la Dehesa, ubicada en el sector proximal de la bajada pedemontana de la cuenca Campo Ciénaga Redonda, si bien aparece con pequeñas variaciones dentro de los perfiles, no tiene la magnitud de las demás anomalías que aquí se describen. La falla Los Blanquitos este ( $T_2$ ), que se encuentra en el borde occidental de las lomas de la Dehesa, ocasionan un gran valor de  $SL$  producto del salto topográfico, al igual que la que se presenta algunos metros más abajo producto del contacto de rocas neógenas Albarracín-Mogna ( $L_1$  y  $L_2$ ).

Cuando el cauce principal deja de estar confinado lateralmente por las rocas, el flujo se expande depositando su carga y disminuyendo la pendiente ( $G_1$ ), esto es una de la expresión positiva más importantes que se dan en el perfil  $SL$  y  $SPI$ . El sector del piedemonte medio-distal ( $G_2$ ) muestra un valor menos significativo si lo comparamos con lo que se observó en las demás cuencas, pero igualmente observable en  $SPI$  y  $SL$  (Figura 6.22).



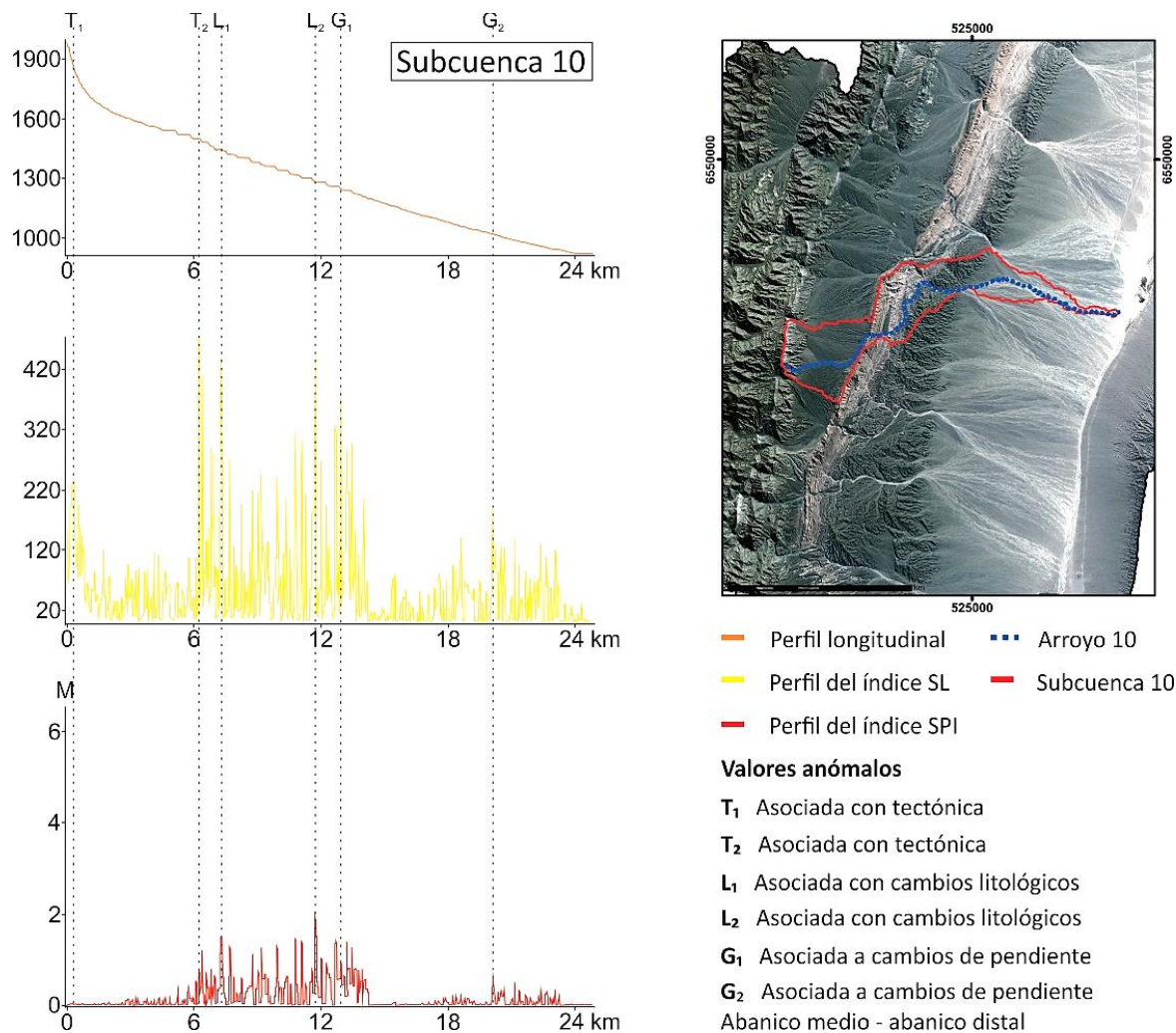


Figura 6.22. Hacia la izquierda está el perfil longitudinal, Factor  $SL$  ( $SL$ ) y Potencia Fluvial ( $SPI$ ) del río 10. Hacia la derecha está localizado el río 10 con su respectiva cuenca hidrográfica y los valores anómalos detectados.

### Subcuenca 11

Se trata de una subcuenca de 7<sup>mo</sup> orden que se ubica sobre la sierra de la Dehesa (Figura 6.23). El cauce principal conocido como Corral Viejo, tiene una  $L_{cp} = 25,4$  km y una  $P_{cp} = 8,5$  %. La mayor parte de este cauce se encuentra encausado y controlado por los afloramientos rocosos primero de edad paleozoica y posteriormente de edad neógena. La  $L_{tc} = 365,5$  km. El diseño de la red de drenaje es subdendrítico en sectores de materiales cuaternarios, pero en el afloramiento rocoso, la red está fuertemente controlada.

Esta subcuenca presenta un  $H_r = 2175$  m y es una de la de mayor  $P_m = 12,8$  %, el  $A = 68,8$  km<sup>2</sup> y el  $P = 70,7$  km. Su  $L_a = 23,4$  km y el  $W_m = 2,9$  km.

Parámetros básicos de la superficie							
$A$ (km <sup>2</sup> )	$P$ (km)	$P_{3d}$ (km)	$L_a$ (km)	$W_m$ (km)	$H_s$ (msnm)	$H_m$ (msnm)	$H_r$ (m)
68,8	69,3	70,7	23,4	2,9	3054	879	2175
$C_x$ (km)	$C_y$ (km)	$C_z$ (msnm)	$A_m$ (msnm)	$A_{mf}$ (msnm)	$A_{fm}$ (msnm)	$P_m$ (%)	
516,9	6536,5	2013,7	2013,7	1423,5	1918,1	12,4	
Parámetros básicos de la red de drenaje							
$L_{cp}$ (km)	$O_r$	$L_{tc}$ (km)	$P_{th}$ (%)				
25,4	7	365,5	1,28				
Índice/Parámetros derivados							
$P_{cp}$	$K_c$	$R_c$	$F_f$	$R_r$			
	8,5	2,3	0,18	0,1	0,09		
$R_d$	$R_e$	$D_d$	$C_t$	$S$			
	2,4	0,2	5,3	262	1,08		
Índice/Parámetros Generados							
$T_c$ (hs)	$H_i$						
2,04	0,52						

Tabla 6.11. Parámetros morfométricos de la subcuenca 11.

El  $K_c = 2,3$ , clasificándola como una subcuenca alargada. El  $R_c$ ,  $F_f$  y  $R_e$  (0,18, 0,1 y 0,2 respectivamente) también explican la forma alargada de esta subcuenca.

La  $D_d = 5,3$  km/km<sup>2</sup>. La  $R_r = 0,09$ , esto indica que la capacidad erosiva es elevada, puede deberse esto a que el cauce principal es de tipo rectilíneo ( $S = 1,08$ ) y la  $P_m$  es alta, lo que incrementa considerablemente las velocidades que evacuan de forma rápida la subcuenca. La  $H_i = 0,52$  y al igual que la subcuenca 9, poseen todavía más de la mitad de la masa de la cuenca todavía (estado de equilibrio). El  $T_c = 2hs2'$  (Tabla 6.11).

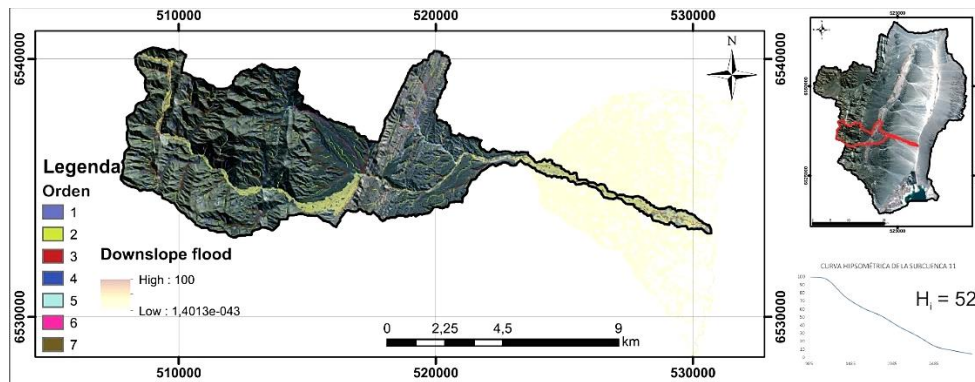


Figura 6.23. Subcuenca 11 en donde están representado los órdenes de Strahler y el flujo pendiente abajo. En el borde inferior derecho se encuentra la curva hipsométrica con el valor de la integral.

El perfil longitudinal del río de la subcuenca 11, es cóncavo con algunas inflexiones bruscas en el sector proximal. Dentro del cerro el Molle, el contacto litológico de rocas paleozoicas ( $L_1$  y  $L_2$ ) ocasiona dos saltos topográficos de 60 m cada uno en un corto recorrido, provocando un alto valor de  $SL$  y los *Knickpoint* de mayor consideración del perfil longitudinal. La primera estructura que se identifica, aunque no muy marcada dentro de los índices, es el corrimiento principal ( $T_1$ ) del borde oriental de la sierra de la Dehesa. A 15 km de la cabecera, la variación topográfica ocasionada por la falla Los Blanquitos este ( $T_2$ ) genera un valor muy alto del factor  $SL$  (1300) y  $SPI$ , todo parece indicar que la diferencia de altura para esta estructura se acentúa hacia el sur de la cuenca Campo Ciénaga Redonda.

A estas latitudes el ancho de los afloramientos de la Formación Albarracín y Mogna es mayor que hacia el norte y las bajadas pedemontanas disminuyen su longitud. La salida del cauce, después de atravesar los afloramientos neógenos ocasionan un cambio de pendiente ( $G_1$ ) que se observa en el factor  $SL$  y  $SPI$ . Finalmente, la transición entre el sector medio-distal ( $G_2$ ) de la bajada pedemontana marcan la última anomalía dentro del perfil (Figura 6.24).

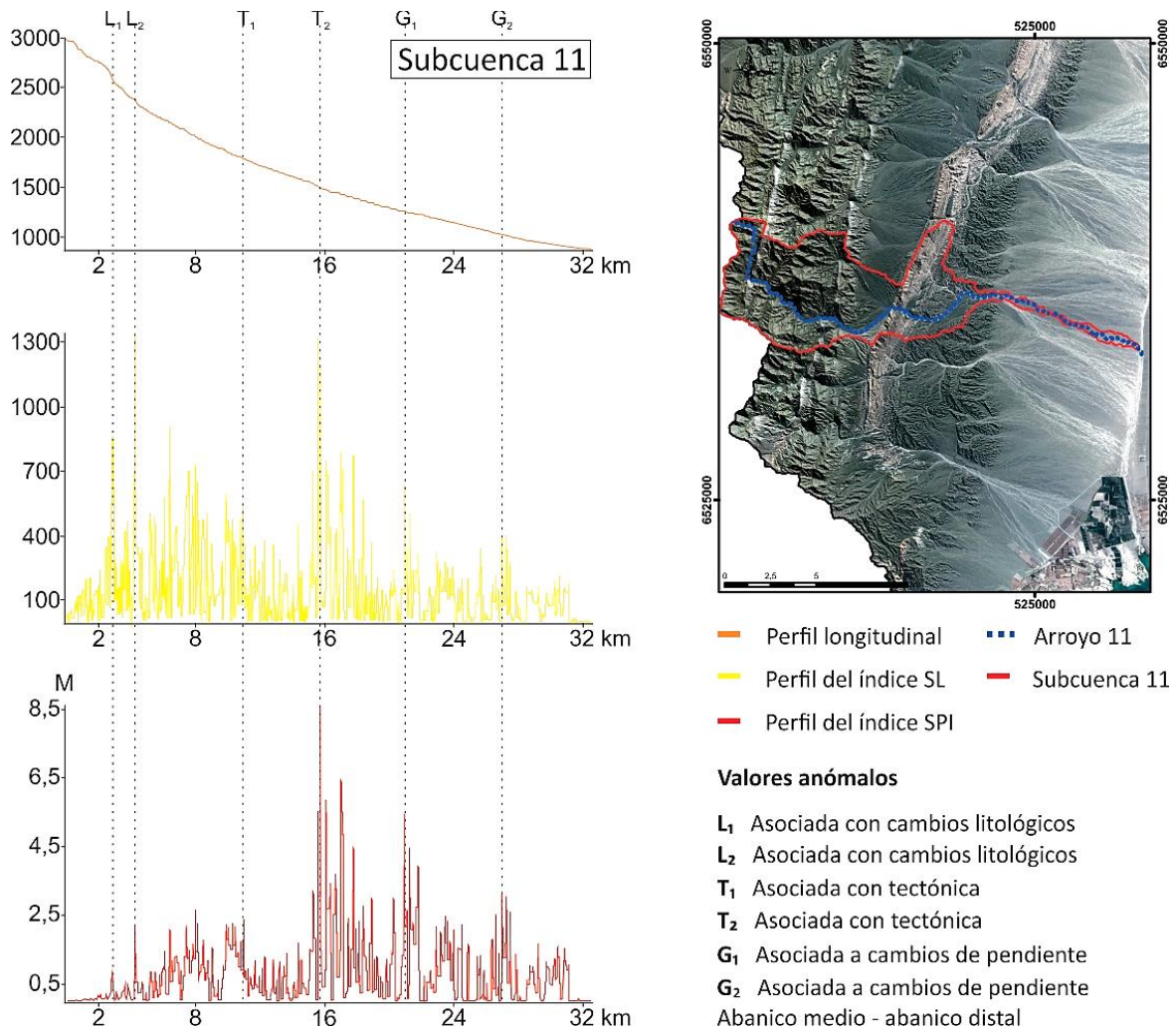


Figura 6.24. Hacia la izquierda está el perfil longitudinal, Factor  $SL$  ( $SL$ ) y Potencia Fluvial ( $SPI$ ) del río 11. Hacia la derecha está localizado el río 11 con su respectiva cuenca hidrográfica y los valores anómalos detectados.

### Subcuenca 12

Está constituida por la quebrada la Dehesa. Es una subcuenca de 6<sup>to</sup> orden y sus nacientes están ubicadas sobre la sierra de la Dehesa (Figura 6.25). El  $H_r = 1191$  m y presenta una  $P_m = 7,8$  % hacia el este. Cubre un  $A = 55,6$  km<sup>2</sup>, posee un  $P = 56,2$  km. Su  $L_a = 21$  km y el  $W_m = 2,6$  km.

La  $L_{cp} = 27,3$  km y tiene una  $P_{cp} = 6,9$  %, la  $S = 1,3$ , siendo considerado como un canal transicional. Mientras que la  $L_{tc} = 330,6$  km, estando la mayor proporción de



la red hídrica encajada sobre afloramientos rocosos paleozoico-neógenos. El diseño de la red de drenaje es subdendrítico.

Parámetros básicos de la superficie							
$A \text{ (km}^2\text{)}$	$P \text{ (km)}$	$P_{3d} \text{ (km)}$	$L_a \text{ (km)}$	$W_m \text{ (km)}$	$H_s \text{ (msnm)}$	$H_m \text{ (msnm)}$	$H_r \text{ (m)}$
55,6	56,2	57,4	21	2,6	2772	861	1191
$C_x \text{ (km)}$	$C_y \text{ (km)}$	$C_z \text{ (msnm)}$	$A_m \text{ (msnm)}$	$A_{mf} \text{ (msnm)}$	$A_{fm} \text{ (msnm)}$	$P_m \text{ (\%)}$	
519,2	6532,6	1704,5	1704,5	1531	1575,2	7,8	
Parámetros básicos de la red de drenaje							
$L_{cp} \text{ (km)}$	$O_r$	$L_{tc} \text{ (km)}$	$P_{th} \text{ (\%)}$				
27,3	6	330,6	1,08				
Índice/Parámetros derivados							
$P_{cp}$	$K_c$	$R_c$	$F_f$	$R_r$			
6,97	2,1	0,2	0,1	0,09			
$R_d$	$R_e$	$D_d$	$C_t$	$S$			
3,1	0,2	5,9	232	1,3			
Índice/Parámetros Generados							
$T_c \text{ (hs)}$	$H_i$						
2,05	0,44						

Tabla 6.12. Parámetros morfométricos de la subcuenca 12.

El  $K_c = 2,1$ , el  $R_c = 0,2$ , el  $F_f = 0,1$  y la  $R_e = 0,2$ , todos estos valores indican que la cuenca es alargada favoreciendo la baja concentración de flujos ante precipitaciones, aumentando de este modo el  $T_c$  (2hs3') (Tabla 6.12).

La  $D_d = 5,9 \text{ km/km}^2$  con alta capacidad erosiva por parte del drenaje, lo que ocasiona una pérdida de masa de la subcuenca como lo muestra el valor de la  $H_i$  (0,44).

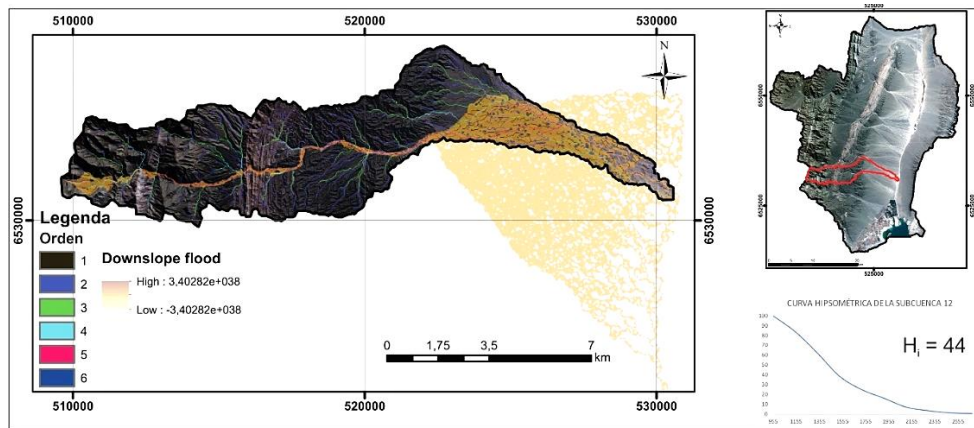


Figura 6.25. Subcuenca 12 en donde están representado los órdenes de Strahler y el flujo pendiente abajo. En el borde inferior derecho se encuentra la curva hipsométrica con el valor de la integral.

El perfil longitudinal del río de la subcuenca 12, presenta una forma cóncava. En el sector sur de la sierra de la Dehesa se encuentra el contacto tectónico ( $T_1$ ) entre rocas de edad paleozoicas lo que generan el valor  $SL$  de mayor anomalía de los que se encontró en este cauce. El corrimiento principal ( $T_2$ ) de Precordillera Central sobre el borde de la sierra de la Dehesa se destaca en el perfil  $SL$  y  $SPI$ . En ninguno de los perfiles analizados para este río se observa un valor anómalo alto de la falla Los Blanquitos, es por ello por lo que no se destaca en esta ocasión.

El contacto litológico entre rocas de las formaciones Mogna y Albarracín ( $L$ ), ocasiona un cambio en la pendiente que es detectado en  $SL$  y  $SPI$ . El *Knickpoint* que el cauce produce al cruzar los afloramientos rocosos ( $G_1$ ), comienza su trayecto sobre la bajada pedemontana de las lomas de la Dehesa provocando un valor alto de  $SPI$  y moderado en  $SL$ . Por último, se encuentra el límite entre la bajada pedemontana media-distal ( $G_2$ ) (Figura 6.26).

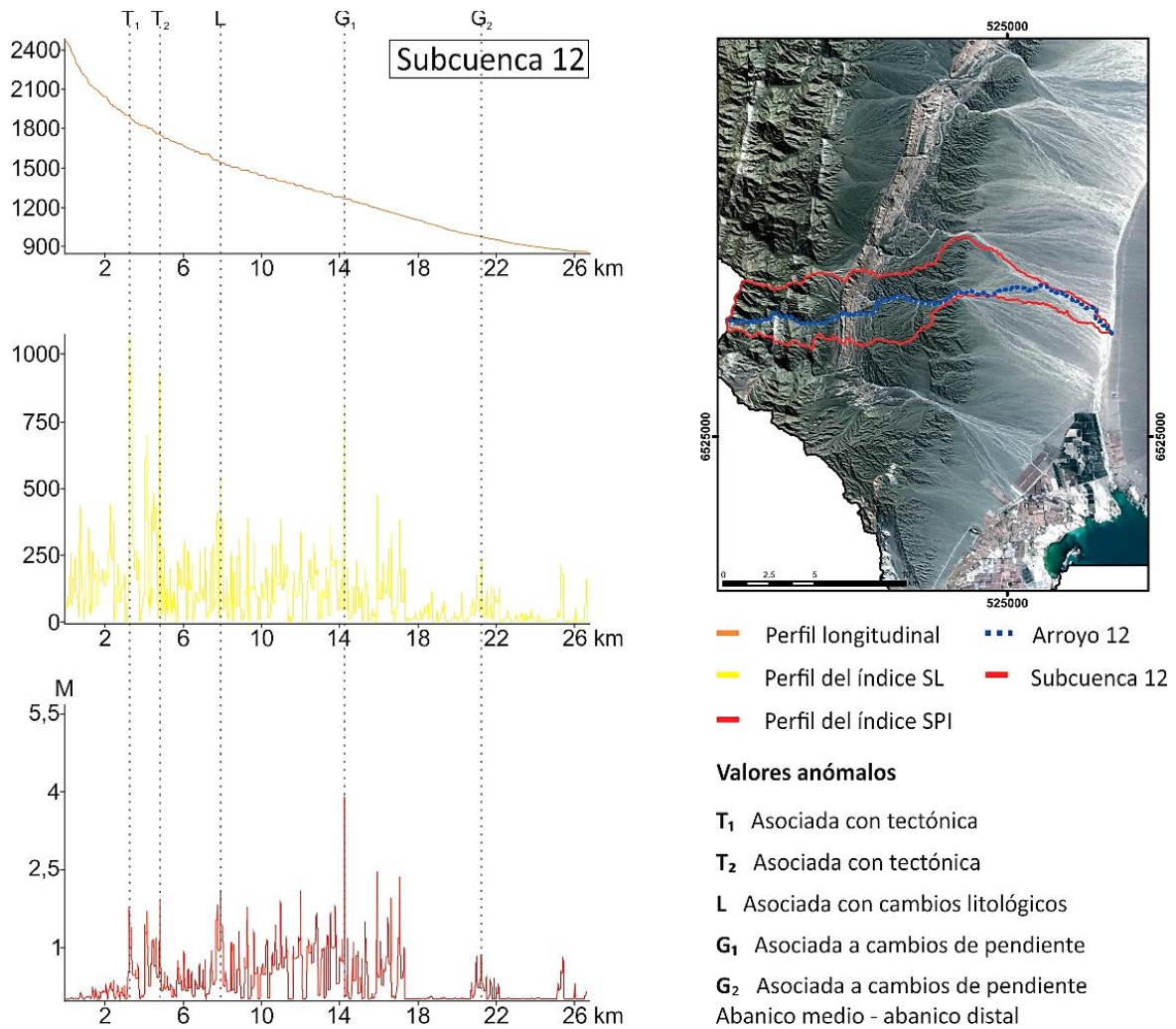


Figura 6.26. Hacia la izquierda está el perfil longitudinal, Factor  $SL$  ( $SL$ ) y Potencia Fluvial ( $SPI$ ) del río 12. Hacia la derecha está localizado el río 12 con su respectiva cuenca hidrográfica y los valores anómalos detectados.

### Subcuenca 13

Esta subcuenca ubicada al suroeste del área de trabajo es de 6<sup>to</sup> orden, con diseño de red subdendrítico en su sector superior y divergente en su sector inferior (Figura 6.27). El  $A = 76,7 \text{ km}^2$ , un  $P = 64,1 \text{ km}$  y la  $P_m = 8,9 \%$ . Su  $L_a = 23,4 \text{ km}$  y el  $W_m = 3,2 \text{ km}$ .

El  $K_c = 2$ , lo que marca que la subcuenca es de forma alargada, hecho que también se observa en el  $R_c$  (0,23), el  $F_r$  (0,14) y la  $R_e$  (0,23).

Parámetros básicos de la superficie							
$A \text{ (km}^2\text{)}$	$P \text{ (km)}$	$P_{3d} \text{ (km)}$	$L_a \text{ (km)}$	$W_m \text{ (km)}$	$H_s \text{ (msnm)}$	$H_m \text{ (msnm)}$	$H_r \text{ (m)}$
76,7	64,1	65,6	23,4	3,2	2895,1	792	2103,1
$C_x \text{ (km)}$	$C_y \text{ (km)}$	$C_z \text{ (msnm)}$	$A_m \text{ (msnm)}$	$A_{mf} \text{ (msnm)}$	$A_{fm} \text{ (msnm)}$	$P_m \text{ (%)}$	
518,6	6526	1725,8	1725,8	901	1702,9	8,95	
Parámetros básicos de la red de drenaje							
$L_{cp} \text{ (km)}$	$O_r$	$L_{tc} \text{ (km)}$	$P_{rh} \text{ (%)}$				
30,5	6	462	1,13				
Índice/Parámetros derivados							
$P_{cp}$	$K_c$	$R_c$	$F_f$	$R_r$			
6,86	2	0,23	0,14	0,08			
$R_d$	$R_e$	$D_d$	$C_t$	$S$			
2,8	0,23	6	273	1,3			
Índice/Parámetros Generados							
$T_c \text{ (hs)}$	$H_i$						
2,17	0,44						

Tabla 6.13. Parámetros morfométricos de la subcuenca 13.

La  $L_{cp} = 30,5 \text{ km}$  y tiene una  $P_m = 6,8 \%$ . La red de drenaje total tiene una  $L_{tc} = 462 \text{ km}$ . El  $S \text{ (1,3)}$  muestra que el cauce principal es de tipo transicional.

La alta capacidad erosiva de esta subcuenca está representada por el alto valor de la  $R_r \text{ (0,08)}$  y la  $D_d = 6 \text{ km/km}^2$  siendo esta moderada, también se interpreta que la subcuenca es de tipo madura, ya que la  $H_i = 0,44$ . El  $T_c = 2\text{hs}10'$  hasta las proximidades del río de la Travesía (Tabla 6.13).

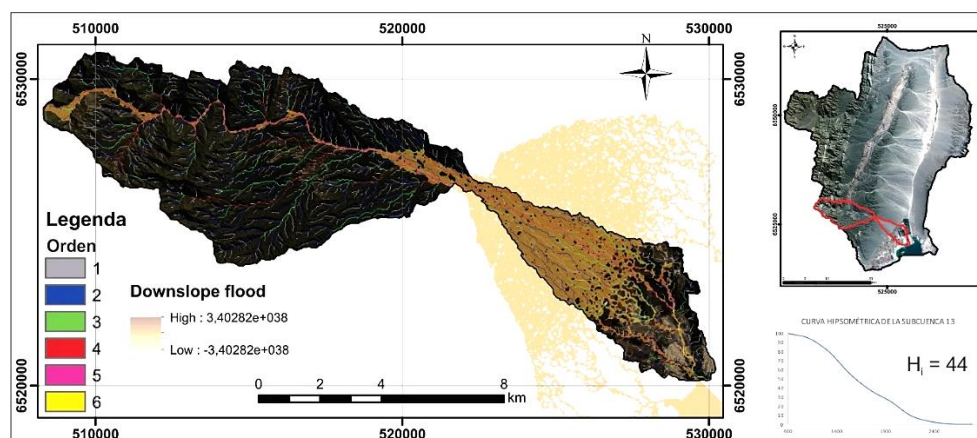


Figura 6.27. Subcuenca 13 en donde están representado los órdenes de Strahler y el flujo pendiente abajo. En el borde inferior derecho se encuentra la curva hipsométrica con el valor de la integral.



El perfil longitudinal del río de la subcuenca 13 tiene una forma cóncava que se observa principalmente en el sector proximal y distal del perfil. El contacto litológico ( $L_1$ ) de las rocas paleozoicas en los primeros metros del cauce es mostrado en  $SL$ . A 5500 m desde la cabecera del cauce se encuentra un contacto tectónico ( $T_1$ ) entre rocas de edades paleozoicas que ocasionan un valor muy elevado en  $SL$  (1500). El corrimiento principal de Precordillera Central ( $T_2$ ), aunque muestra valores en  $SL$  mucho menores que los ríos de las subcuencas anteriores, todavía es identificable por su  $SPI$ . El contacto entre rocas de edades Neógenas ( $L_2$ ) muestra un alto  $SPI$  debido a la cantidad de celdas que drenan hasta aquí, más la elevada pendiente. Rasgos de tectónica activa ( $T_3$ ) que afectan a los depósitos Cuaternarios son identificados por medio de  $SL$  y  $SPI$ , esta anomalía se localiza previo a la entrada de los afloramientos de la Formación Mogna. La última anomalía identificada por  $SPI$  principalmente es la que se ocasiona en las inmediaciones de la entrada de este cauce al lago de Ullum (G) (Figura 6.28).

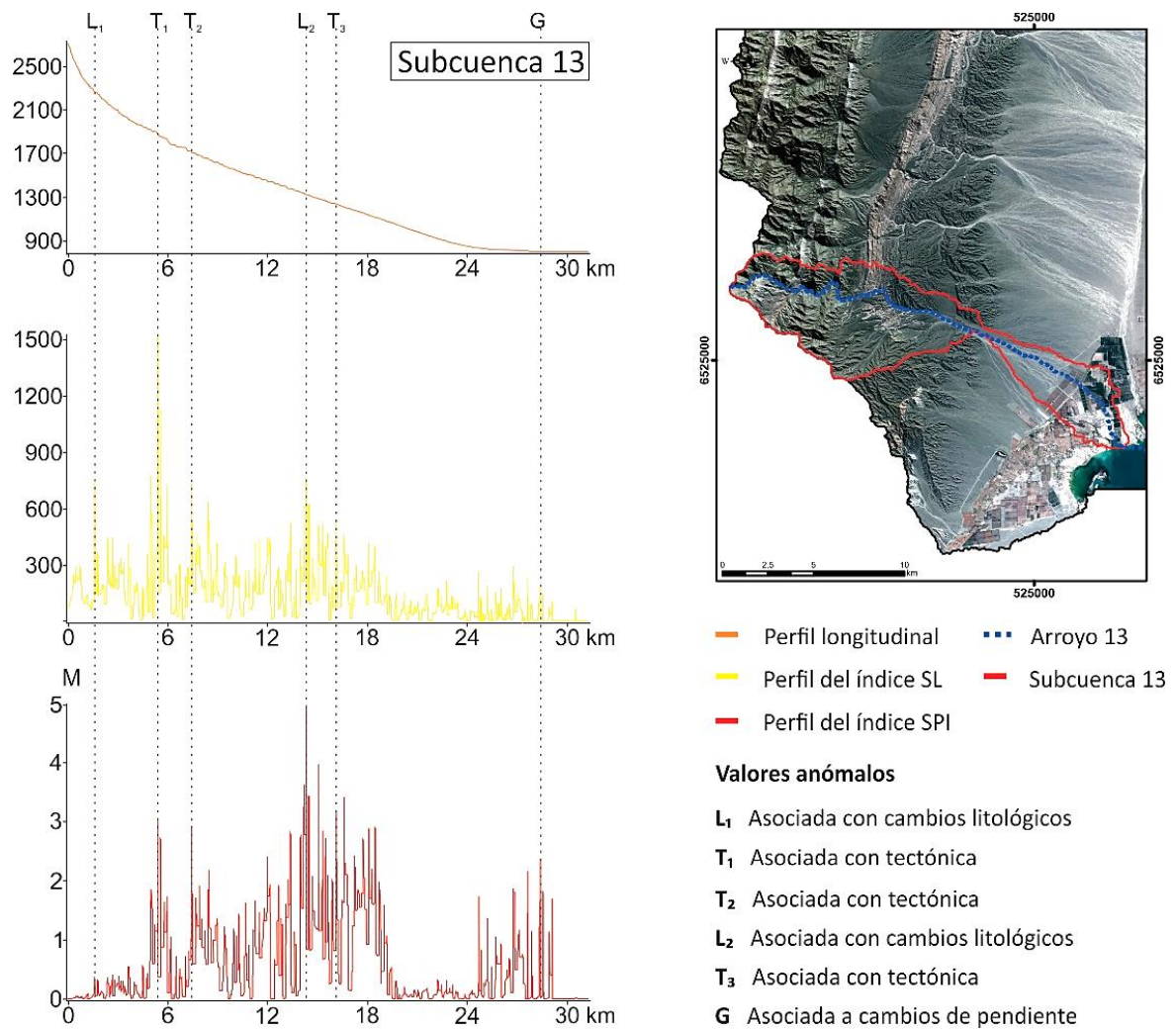


Figura 6.28. Hacia la izquierda está el perfil longitudinal, Factor  $SL$  ( $SL$ ) y Potencia Fluvial ( $SPI$ ) del río 13. Hacia la derecha está localizado el río 13 con su respectiva cuenca hidrográfica y los valores anómalos detectados.

## CAPÍTULO VII: SUELOS DE LA CUENCA DE MATAGUSANOS

### 7.1. Introducción

En el desierto del centro-oeste de la República Argentina, ladera oriental de los Andes Centrales, se desarrollan relieves característicos de zonas áridas. Los PD corresponden a depósitos detríticos (regs) alóctonos o autóctonos, con materiales parentales procedentes de áreas lejanas o proximales, respectivamente.

Debajo de estos PD, se desarrollan horizontes vesiculares de estructura laminar ( $A_v$ ), contruidos en los ambientes de PD y que señalan una evolución pedogenética a lo largo del tiempo geológico (Springer, 1958). En Argentina, estudios anteriores vinculaban siempre regiones de clima árido en donde se desarrollan  $A_v$  con Aridisoles de Puna (Figueira, 1984, comunicación personal de Ferrer, J. A.) y Patagonia (Figueira, 1984; Bouza, 1995). Muchos autores sugieren que los PD y los  $A_v$  coevolucionan (Wells *et al.*, 1985; McFadden *et al.*, 1986).

El concepto de perfil de suelo introducido en el siglo XIX ha evolucionado significativamente desde entonces (Buol *et al.*, 2011). El modelo típico de perfil de suelo (A/B/C/R) no se adapta del todo para ser aplicado en zonas áridas, ya que no tiene en cuenta algunas particularidades que ocurren, tal es el caso del polvo eólico incorporado en la formación del suelo, lo que incorpora gran proporción de carbonatos, óxidos de Fe y partículas finas (Gile *et al.*, 1966). Un modelo de evolución de perfil de suelo, exclusivo para el clima árido, es el denominado como “manto acrecional” (Wells *et al.*, 1985; McFadden *et al.*, 1987; Bouza y del Valle, 1997; Birkeland, 1999), este modelo representa un tipo de desarrollo acumulativo del suelo. Suelos de climas áridos o semiáridos, bajo el modelo por acreción de suelo, influyen en la naturaleza, evolución de las geoformas asociadas, PD y las comunidades de plantas. Rostagno y Degorgue (2011), estudiaron en un sector de Patagonia que los suelos son muy erosionables debido al bajo contenido de arcillas y materia orgánica. Cuando el horizonte A se encuentra intacto con alto contenido de fragmentos gruesos, dominancia de la cubierta herbácea y elevada correlación entre el PD y el espesor del horizonte A, la erosión puede aumentar ocasionando la generación de PD.

Los PD en ocasiones se destacan en el terreno por su coloración más oscura, producto del BD que cubre a los fragmentos rocosos, característica que también se ve reflejado en imágenes satelitales. En estas regiones áridas se registran variaciones en la disposición o arreglo, litología, forma y textura de los fragmentos, como así también en los horizontes de suelos infrayacentes. Los PD se presentan en distintos relieves, su madurez y grado de desarrollo, pueden registrarse en el espesor de la película de BD y en el arreglo de los clastos. La actividad tectónica cuaternaria produce cambios topográficos y en la morfodinámica local y regional, dejando niveles de diferentes relieves abandonados y a veces más elevados que el resto. En éstos se encuentran los PD con cubiertas de BD bien desarrolladas que cubren en más de un 80% la superficie de los fragmentos, y  $A_v$  de máximo espesor, esto siempre y cuando la pendiente superficial del depósito no ocasione una dinámica activa elevada, que modifique constantemente los depósitos y decapitación del escaso desarrollo pedogenético.

El agua constituye un papel fundamental en la construcción y destrucción del paisaje geomorfológico, además es un factor indispensable en los procesos pedogenéticos como formador de suelos en ambientes áridos (McDonald *et al.*, 1996). El movimiento de los sedimentos superficiales o dentro del perfil de suelo, está sujeto a la dinámica hídrica de escurrimiento superficial y subsuperficial (Evenari *et al.*, 1985).

Los mapas de levantamientos de suelos son herramientas útiles e importantes para la planificación y uso del suelo. Estos contienen información necesaria que permiten establecer el comportamiento del suelo para diversos usos de la tierra, brindando las posibles limitaciones y métodos para superarlas. Los levantamientos de suelos entregan descripciones detalladas del área que los circundan; pendiente, longitud, patrón de drenaje y vegetación de las unidades mapeadas, lo que posteriormente se identifican de acuerdo con la clasificación taxonómica del suelo dominante, pero comúnmente incluyen uno o más suelos menores.

La cartografía de suelos y la geológica tiene cierta similitud. Esto puede cambiar cuando los procesos geomorfológicos y los factores formadores de suelo



comienzan a actuar sobre los depósitos, ocasionando algunas unidades de suelos diferentes sobre la misma geoforma.

En la provincia de San Juan, los suelos están definidos solamente para los dos grandes abanicos aluviales del centro de la provincia (Valle de Zonda y valle de Tulum), y es allí donde se concentra la mayor proporción de la población sanjuanina. Estos estudios fueron encarados por el INTA, durante la década del '70 (INTA, 1976), con fines de controlar y mejorar la distribución superficial del agua de regadío para producción agrícola. En los últimos años desde el punto de vista geológico se ha investigado el comportamiento de los suelos vinculados con procesos exógenos y endógenos. (Suvires, 2000; Suvires, 2004; Suvires, 2015; Ocaña y Suvires, 2018). Sin embargo, la cartografía de suelos es casi inexistente para aquellas regiones alejadas del gran San Juan y sus alrededores, y mucho menos para las áreas transicionales pedemontanas, las cuales ocupan un porcentaje importante en nuestro territorio.

Las altas temperaturas y las bajas precipitaciones anuales favorecen la acumulación de carbonatos y sales solubles a bajas profundidades (aproximadamente 50 cm). Las cantidades relativamente grandes de carbonatos secundarios, yeso, limo y arcilla indican que el polvo eólico y los solutos potenciales en la lluvia son la fuente primaria de estas acumulaciones pedogenéticas. La acumulación de limo y arcilla durante el holoceno reduce la permeabilidad del suelo y disminuye la capacidad de infiltración y la profundidad de acumulación de minerales secundarios (Musick, 1975; McFadden y Tinsley, 1985; Suvires y Ocaña, 2015; Ocaña *et al.*, 2017). Estas acumulaciones pedogenéticas están en relación con cambios evolutivos del Cuaternario.

Donde hay un alto porcentaje de polvo rico en sal, se pueden acumular limo secundario, arcilla, carbonato y yeso en los suelos. A medida que la permeabilidad del suelo disminuye en respuesta al aumento de limo y arcilla, la profundidad de la acumulación se vuelve superficial. La presencia de sales en los suelos acelera la meteorización mecánica de los clastos superficiales y esto promueve la evolución de los PD (Wells *et al.*, 1987).

## 7.2. Suelos áridos

Debido a la litología de los constituyentes de los PD y las distancias de transporte hasta su depositación, la angulosidad y tamaño puede variar a lo largo del área de trabajo. Con frecuencia se observan en los niveles aluviales de mayor edad relativa, fragmentos inclinados a verticales, semienterrados, identificados como procesos de translocación o trasiego. Múltiples procesos pueden actuar para ascender fragmentos a través de la zona de grano fino, lo cual sería muy probablemente favorecidos por episodios estacionales de congelamiento del suelo (junio-septiembre) y por grietas verticales profundas (Corte, 1966; Van Vliet-Lanoë, 1985; Bouza y del Valle, 1997). Las partículas finas de la superficie pueden ser concentradas en el perfil del suelo por impacto de gotas de agua y escurrimiento vertical, este proceso es dominado por acción hídrica (Cooke, 1970; Williams y Zimbelman, 1994). La acción eólica también origina PD mediante movimiento del suelo superficial (Hudson, 1982).

Los PD ubicados sobre el bloque de piso (piedemonte de la sierra de la Dehesa) en general tienen mejor organización de los fragmentos y mayor angulosidad. El BD es intenso, cubriendo gran proporción de los rodados, sin embargo, la meteorización física produce disminución del tamaño y posterior caída de aquellas partes de los fragmentos cubiertos por BD, quedando estas caras sin exposición atmosférica y esto se traduce en una mayor homogeneidad de la cobertura del BD sobre los rodados. Esta situación no se observó sobre los depósitos que integran el bloque de techo. Mostrándose con tamaños mayores, redondez, heterogeneidad y barnices en algunos casos azulados (Figura 7.1).

En general, los perfiles de suelos muestran un predominio de material arenoso fino a limoso de colores pardos-rosados cerca de la superficie, inmediatamente por debajo del PD, aumentando el tamaño de las texturas cuando aumenta la profundidad. Se trata de una arena fina a limo sin rasgos pedogenéticos, dejada por el viento y atrapada inmediatamente debajo de los PD. Tal como lo indican algunos estudios, los regs permanecen en la superficie debido a la acreción vertical

causada por polvo eólico y procesos pedogenéticos posteriores (McFadden *et al.*, 1998; Suvires *et al.*, 2017).

En los perfiles de suelos de la zona de estudio, entre los 30-40 cm de profundidad, aparecen concreciones, manchas o cementaciones de carbonatos y sulfatos. Es frecuente la existencia de *pendants* en las caras inferiores de los fragmentos que integran los horizontes del suelo, pero también se observan, en ocasiones, recubriendo a la totalidad de las porciones mayores a 2 mm (USDA, 2009).



Figura 7.1. Hacia la izquierda se muestra un PD ubicado sobre el bloque de techo y hacia la derecha un PD localizado en el bloque de piso.

### 7.3. Perfiles de suelo típicos de cada unidad geomorfológica

#### 1NAAuT

- A<sub>v</sub>** 0 - 8 cm. Castaño-claros 7,5YR 8/3 en seco, textura franca, franca arenosa. Estructura laminar media. Consistencia ligeramente dura. 20 % de gravas angulosas, polimícticas de hasta 2 cm. Poros vesiculares finos de hasta 2 mm. pH entre 8,3 - 9,15 (moderadamente a fuertemente alcalino) y CE entre 0,2 - 1,26  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Efervescencia ligera. Límite muy abrupto y suave.
- 2B<sub>tk</sub>** 8 - 30 cm. Marrón pardo 7,5YR 7/6 en seco, aunque hacia el sur los colores son Marrón claro (7,5YR 8/6). Texturas francas arenosas y areno francosas.

Estructura en bloques medianas. Consistencia dura en seco. 27 % de gravas subredondeadas, polimícticas de hasta 5 cm. Haloclastismo en grauvas. pH entre 8,3 – 8,8 (moderadamente a fuertemente alcalino) y CE entre 0,2 – 2,1  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Efervescencia violenta, *pendants* carbonáticos. Pocos nódulos carbonáticos medianos de consistencia blanda. Pocas raíces medianas. Límite abrupto y ondulado.

2C<sub>k</sub> 30 - 50 cm. Grises claros (7,5YR 7/3; 7,5YR 8/2) en seco. Texturas arenosas. Sin estructura. Aumento considerable de gravas subredondeadas (41 %), polimícticas de hasta 15 cm. Pocos nódulos carbonáticos finos de consistencia blanda. pH entre 8,4 – 9 (fuertemente alcalino) y CE entre 0,01 – 0,5  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Efervescencia intensa, *pendants* de yesos y carbonatos.

## 2NAAuT

A<sub>v</sub> 0 - 5 cm. Pardos claros (7,5YR 8/4) en seco. Textura franca. Estructura laminar media. Consistencia dura en seco. 25 % de gravas angulosas de hasta 2 cm, poros vesiculares vacíos de hasta 3 mm. Efervescencia fuerte. pH entre 8,3 - 9,5 (fuertemente alcalino). CE entre 0,5 - 2,3  $\mu\text{m}/\text{cm}$ . Límite muy abrupto y suave.

2B<sub>tky</sub> 5 - 12 cm. Marrón claro (7,5YR 7/6) en seco. Texturas areno francosas y rara vez franco arenosas. Estructura en bloques medianas. Consistencia ligeramente dura en seco. 35 % de gravas subredondeados de hasta 5 cm, polimícticos. pH entre 8,2 - 9 (moderado a fuertemente alcalino), CE entre 0,1 - 0,7  $\mu\text{m}/\text{cm}$ . Efervescencia intensa, *Pendants* de carbonatos y yesos. Lamina rojiza de 3 mm de consistencia extremadamente dura en seco. Nódulos carbonáticos finos. Haloclastismo por yeso. Pocas raíces finas en el límite inferior. Límite abrupto y ondulado

2C<sub>ky</sub> 12 - 50 cm. Grisáceos claros (7,5YR 7/3) en seco. Texturas arenosas. Sin estructura. 50 % de gravas redondeadas de hasta 20 cm. pH entre 8,4 - 9,8 (fuertemente alcalino), valores nulos de CE aunque rara vez alcanza valores 1,3  $\mu\text{m}/\text{cm}$ , polimícticos. *Pendants* de yeso. Pocos Nódulos carbonaticos



finos. Efervescencia intensa. Pocas raíces, finas en el límite con el horizonte superior.

### 3NAAuT

- Av 0 - 2 cm. Castaños muy claros (7,5YR 8/3) en seco. Textura arenoso franco. Estructura laminar muy fina. Consistencia ligeramente dura. 38 % de gravas subangulosas de hasta 2 cm. Poros vesiculares finos. pH entre 8 - 9,8 (moderado a fuertemente alcalino) y CE entre 0,01 - 1,2  $\mu\text{m}/\text{cm}$ . Efervescencia intensa. Límite gradual y suave.
- 2C 2 - 50 cm. grisáceos claros (7,5YR 7/2) en seco. Textura arenosa. Sin estructura. 60 % de gravas predominantes subredondeadas de hasta 10 cm. Polimícticos. pH entre 8,5 – 9,5 (fuertemente a muy fuertemente alcalino) y CE entre 0,1 – 0,8  $\mu\text{m}/\text{cm}$ . *Pendants* de carbonatos. Abundantes raíces medianas. Efervescencia ligera.

### 1NAAIT

- Av<sub>km</sub> 0 - 7 cm. Castaños claros (7,5YR 8/6) en seco. Textura entre franco y franco arcillo limosa. Estructura laminar media. Consistencia muy dura en seco. 15 % de gravas subangulosas de hasta 2 cm. Poros vesiculares finos a medianos, a veces rellenos con carbonatos pH entre 8,67 - 8,75 y CE entre 0,3 - 0,32  $\mu\text{m}/\text{cm}$ . Efervescencia intensa. Límite muy abrupto y suave.
- 2B<sub>tk</sub> 7 - 20 cm. Pardos oscuros (7,5YR 7/8) en seco. Texturas franco arenosas. Matriz color rojiza. Estructura bloques medianas. Consistencia muy dura en seco. 25 % de gravas subredondeadas de hasta 3 cm, polimícticos. pH moderadamente alcalino (8,23) y CE de 0,06  $\mu\text{m}/\text{cm}$ . Efervescencia intensa. Pocos nódulos carbonáticos. Límite gradual y ondulado.
- 2B<sub>ky</sub> 20 - 35 cm. Castaños oscuros (7,5YR 7/3) en seco. Texturas francas arenosas. Estructura en bloques medianas. Consistencia ligeramente dura en seco. Incremento del volumen de gravas (35 %) de hasta 5 cm, polimícticos. Cristales finos de yeso, *pendants* de yesos y carbonatos.

humedad. pH 8,35 (moderadamente alcalino) y CE 0,06  $\mu\text{m}/\text{cm}$ . Efervescencia ligera. Límite claro y suave

2C<sub>y</sub> 35 - 50 cm. Grisáceos (7,5YR 7/2) en seco. Texturas arenosas, matriz yesosa. Sin estructura. Predominancia de gravas subredondeadas (50 %) de hasta 15 cm, polimícticos. pH 8,35 (ligeramente alcalino) y CE de 0,06  $\mu\text{m}/\text{cm}$ . Efervescencia ligera.

## 2NAAIT

A<sub>v</sub> 0 - 5 cm. Pardos amarillentos (7,5YR 8/3) en seco. Texturas francas. Estructura laminar media. Consistencia muy dura. 15 % de gravas angulosas, de hasta 2,5 cm, polimícticos. Poros vesiculares medianos. pH entre 8,5 - 9,2 (fuertemente alcalino) y CE entre 0 - 0,5  $\mu\text{m}/\text{cm}$ . Efervescencia intensa. Límite abrupto y suave.

2B<sub>tyk</sub> 5 - 40 cm. Castaños oscuros (7,5YR 7/6) en seco. Textura franco arenosas. Estructura en bloques gruesa. Consistencia dura. 23 % de gravas subredondeadas, de hasta 2 cm, polimícticos. pH entre 8 - 8,9 (moderado a fuertemente alcalino) y CE entre 0,1 - 1,2  $\mu\text{m}/\text{cm}$ . Efervescencia intensa. Pocas motas de óxidos medianas. 40 % de yeso, *pendants* de yeso y carbonatos. Humedad. Pocos nódulos carbonáticos medianos. Pocas raíces finas. Límite claro y ondulado.

2C 40 - 60 cm. Amarillentos pálidos (7,5YR 8/3). Textura arenosa. Sin estructura. 42 % de gravas subangulosas, de hasta 15 cm, polimícticos. *Pendants* carbonáticos. pH entre 7,5 - 8,2 (ligera a moderadamente alcalino) y CE de 0,02 - 2  $\mu\text{m}/\text{cm}$ . Efervescencia intensa. Pocas raíces finas.

## 3NAAIT

A 0 - 10 cm. Pardos amarillentos (7,5YR 8/3). Textura franco arenosos. Estructura laminar fina. Consistencia ligeramente dura. Poca matriz, predominancia de gravas subangulosas (40 %), de hasta 10 cm, polimícticos. Capa fina de 0,5 cm de A<sub>v</sub> en la porción superior. pH entre 8,4 y 8,9 (fuertemente alcalino) y CE entre 0 - 1,8  $\mu\text{m}/\text{cm}$ . Efervescencia intensa.

Pocos nódulos carbonáticos finos. *Pendants* de carbonatos. Pocas raíces finas. Límite gradual y suave.

- 2C 10 - 50 cm. Colores grisáceos (7,5YR 8/0) en seco. Texturas arenosas. Sin estructura. Gravillosa (45 %) y matriz arenosa, subangulosas, de hasta 15 cm, polimícticas. pH entre 9 - 9,4 (muy fuertemente alcalino) y CE muy bajos (0 - 0,01  $\mu\text{m}/\text{cm}$ ). Efervescencia intensa. *Pendants* carbonáticos. Pocas raíces finas en el horizonte superior.

## 2NAAuP

- Av 0 - 7 cm. Castaños claros (7,5YR 8/4) en seco. Texturas francas. Estructura laminar media. Consistencia muy dura. 20 % de gravas angulosas, de hasta 2 cm, polimícticos. Poros vesiculares grandes de 3 mm. pH entre 8,6 - 9,1 (fuerte a muy fuertemente alcalino) y CE entre 0,2 - 1,2  $\mu\text{m}/\text{cm}$ . Efervescencia intensa. Límite muy abrupto y claro.
- 2By 6 - 20 cm. Castaños oscuros (7,5YR 8/6). Texturas areno francosas. Estructura blocosa fuerte. Consistencia ligeramente dura en seco. 30 % de gravas subredondeadas, de hasta 10 cm, polimícticos. pH entre 8,1 - 8,6 (moderado a fuertemente alcalino). CE entre 0,4 - 2  $\mu\text{m}/\text{cm}$ . Muy baja efervescencia. *Pendants* de yeso. Pocas raíces finas. Límite abrupto y ondulado.
- 2Cy 20 - 50 cm. Colores grisáceos (7,5YR 8/0) en seco. Texturas arenosas. Sin estructura. 50 % de gravas subredondeadas, de hasta 15 cm, polimícticos. pH entre 8,4 - 8,6 (fuertemente alcalino). CE 0,4 - 0,6  $\mu\text{m}/\text{cm}$ . *Pendants* de yeso. Muchas raíces finas en el límite superior, formando entramados que dan una consistencia ligeramente dura a la matriz y precipitado de yeso. Efervescencia muy baja.

## 3NAAuP

- Av 0 - 6 cm. Pardos amarillentos (7,5YR 8/3) en seco. Texturas francas. Estructura laminar media. Consistencia muy dura en seco. 15 % de gravas angulosas, de hasta 3 cm, polimícticos. Escasos poros vesiculares de hasta

2 mm. pH entre 8,5 - 9 (fuertemente alcalino) y CE entre 0,1 - 0,25  $\mu\text{m}/\text{cm}$ . Efervescencia intensa. Límite muy abrupto y claro.

2B<sub>yk</sub> 6 - 28 cm. Castaños oscuros (7,5YR 7/8) en seco. Texturas francas arenosas. Estructura blocosa gruesa. Consistencia ligeramente dura en seco. 40 % de gravas subredondeadas, de hasta 10 cm, polimícticos. pH entre 8,2 - 8,9 (moderada a fuertemente alcalino). CE hasta 0,25  $\mu\text{m}/\text{cm}$ . Efervescencia intensa. *Pendants* de yeso. Abundantes cristales de yeso en la matriz. Pocos nódulos carbonáticos finos. Pocas raíces medianas. Límite abrupto y ondulado.

2C<sub>y</sub> 28 - 50 cm. Grisáceos (7,5YR 8/2) en seco. Texturas arenosas. Sin estructura. pH entre 8,3 - 9 (moderado a fuertemente alcalino). CE entre 0,05 - 0,22  $\mu\text{m}/\text{cm}$ . Predominancia de gravas (65 %), subredondeadas, % volumen, de hasta 10 cm, polimícticos. *Pendants* de yeso.

## 1NAAIP

A<sub>v</sub> 0 - 2 cm. Castaños claros (7,5YR 8/4) en seco. Texturas francas arenosas. Estructura laminar media. Consistencia ligeramente dura en seco. 50 % de gravas angulosas, de hasta 3 cm, polimícticos. Pocos poros vesiculares finos. pH fuertemente alcalino (8,7) y CE de 0,02  $\mu\text{m}/\text{cm}$ . Efervescencia intensa. Límite abrupto y ondulado.

2C 2 - 50 cm. Grisáceos claros (7,5YR 8/6) en seco. Texturas arenosas. Sin estructura. Predominancia de gravas (60 %), subredondeadas, de hasta 8 cm, polimícticos. pH fuertemente alcalino (8,6) y CE de 0,3  $\mu\text{m}/\text{cm}$ . Efervescencia fuerte. *Pendants* de carbonatos. Pocas raíces finas.

## 2NAAIP

A<sub>v</sub> 0 - 11 cm. Castaños claros (7,5YR 8/4) en seco. Texturas francas. Estructura laminar media. Consistencia muy dura en seco. 25 % de gravas angulosas, de hasta 2 cm, polimícticos. pH entre 8 - 9,6 (moderada a fuertemente alcalino) y CE entre 0,05 - 2,8  $\mu\text{m}/\text{cm}$ . Efervescencia intensa. Abundantes poros vesiculares de hasta 3 mm. Límite muy abrupto y claro.



- 2B<sub>tk</sub> 11 - 20 cm. Castaños amarillentos (7,5YR 8/6) en seco. Texturas francas hasta franco limosas. Estructura granular. Consistencia dura. 15 % de gravas subredondeadas, de hasta 4 cm, polimícticos. pH entre 8,5 - 9,6 (fuertemente a muy fuertemente alcalino). CE baja, inferior a 0,1  $\mu\text{m}/\text{cm}$ . Efervescencia intensa. Abundantes nódulos carbonáticos gruesos, de consistencia ligeramente dura, vinculados a veces con raíces. Abundantes raíces medianas en el límite superior. Límite muy abrupto y ondulado.
- 2B<sub>k</sub> 20 - 35 cm. Marrones claros (7,5YR 7/8) en seco. Texturas areno francosas. Estructura laminar media. Consistencia ligeramente dura. pH entre 8,5 - 9,5 (fuerte a muy fuertemente alcalino). CE entre 0,2 - 1,7  $\mu\text{m}/\text{cm}$ . 25 % de gravas subredondeadas de hasta 10 cm, polimícticos. Pocos nódulos carbonáticos finos. Pocas raíces medianas. En algunos casos este horizonte está constituido por yeso. Límite abrupto y ondulado.
- 2C<sub>k</sub> 35 - 50 cm. Grisáceos claros (7,5YR 8/2) en seco. Texturas arenosas. Sin estructura. pH entre 8,4 - 8,3 (moderadamente alcalino) y CE entre 0,01 - 0,8  $\mu\text{m}/\text{cm}$ . Predominancia de gravas (52 %), subredondeadas, % volumen, de hasta 3 cm, polimícticos. *Pendants* carbonáticos. Humedad.

### 3NAAIP

- A<sub>v</sub> 0 - 1 cm. Pardos amarillentos (7,5YR 8/3) en seco. Texturas arenosas. Estructura laminar media. Consistencia ligeramente dura en seco. 35 % de gravas angulosas, de hasta 3 cm, polimícticos. pH fuertemente alcalino (8,7) y CE de 0,02  $\mu\text{m}/\text{cm}$ . Efervescencia intensa. Pocos poros vesiculares de hasta 2 mm. Límite abrupto y ondulado.
- 2C<sub>k</sub> 1 - 50 cm. Castaños oscuros (7,5YR 7/6) en seco. Texturas arenosas. Sin estructura. pH fuertemente alcalino (8,5) y CE de 1,5  $\mu\text{m}/\text{cm}$ . 40 % de gravas subredondeadas, de hasta 6 cm, polimícticos. *Pendants* carbonáticos. Pocas raíces finas.

En general el origen de los depósitos sobre los cuales se desarrollan los suelos que se presentan en este trabajo, son principalmente aluvial-coluvial. El material, que

conforman los depósitos, ha sido transportado y depositado por acción fluvial y con posterior acción eólica. La distribución y características de las clases de suelos, está en relación con el ambiente fisiográfico que lo contiene.

Los suelos de las planicies aluviales son someros en superficie y reflejan la variabilidad en la capacidad de transporte de los colectores principales a lo largo del tiempo, observándose en los perfiles una alternancia de materiales de granulometría gruesa y fina. En aquellos suelos formados a partir de materiales provenientes desde los frentes montañosos cercanos, hay una predominancia de meteorización física, suelen ser someros, formados por fragmentos de rocas que decrecen en tamaño hacia el semibolsón de Matagusanos.

Los suelos de la cuenca de Matagusanos poseen un régimen de temperatura térmico y un régimen de humedad arídico o tórrico. Los entisoles comprenden 5 subórdenes, de los cuales se han reconocido los denominados *Fluvents* y *Orthents*. Cada suborden se divide en grandes grupos. Dentro de los *Fluvents* se han reconocido los *Torrifluvents* en los sectores distales de las bajadas pedemontanas donde la pendiente regional tiende a alcanzar valores mínimos, cuya característica es que permanecen secos la mayor parte del año entre los 18 y 50 cm de profundidad. Dentro de los *Orthents* localizados en sectores elevados de pendientes menores al 5% en las bajadas proximales y medias, se encuentra el gran grupo de los *Torriorthents*, con características similares al anterior.

Las superficies geomórficas más antiguas y elevadas (poligenéticas o fluviales) presentan en ocasiones, porcentajes por encima del 50 % de sulfatos y/o carbonatos de calcio, frecuentemente asociados a gravas (*pendants*), que se encuentran dentro de los primeros centímetros del suelo y poseen en superficie  $A_v$  mayores a 10 cm de espesor. Las sales incorporadas al suelo pueden provenir de materiales parentales o agregadas como polvo eólico, o ambos, y las precipitaciones son insuficientes para lixiviar el suelo de estos compuestos, tal cual lo establece el Soil Survey Staff (1999). Debido a esto podrían existir en los sectores elevados suelos del orden Aridisol, entre los cuales se encontrarían los *Calcids* y *Gypsisds*.

#### 7.4. Horizontes vesiculares

Los  $A_v$ , son horizontes minerales maestros (Turk *et al.*, 2011) de los suelos áridos con aporte de polvo eólico (Anderson *et al.*, 2002). En los suelos de la zona de estudio, la acumulación de carbonatos y sulfatos, favorece el desarrollo de horizontes B con estructuras blocosas, moderadas y fuertes.

En general los perfiles de suelos, salvo algunas excepciones, cuentan con un  $A_v$ , que varía su espesor dependiendo de la UG en la que se encuentra (Figura 7.2).



Figura 7.2. Izquierda: *ped* de  $A_v$  de suelo desarrollado sobre el 2 nivel aluvial alóctono del bloque de techo (2NAAIT). Derecha: *ped* del horizonte de suelo desarrollado sobre el 2 nivel aluvial alóctono del bloque de piso (2NAAIP).

El espesor del horizonte  $A_v$ , varía en función de la edad de la superficie geomorfológica (McDonald, 1994), sin embargo, en este caso de estudio no siempre se ha cumplido esta premisa, existen algunas superficies en donde el desarrollo de  $A_v$  es mínimo con algunos centímetros, grados de desarrollos débiles de sus *ped* y mayor proporción de arenas según se observa en el triángulo textural (Figura 7.3).

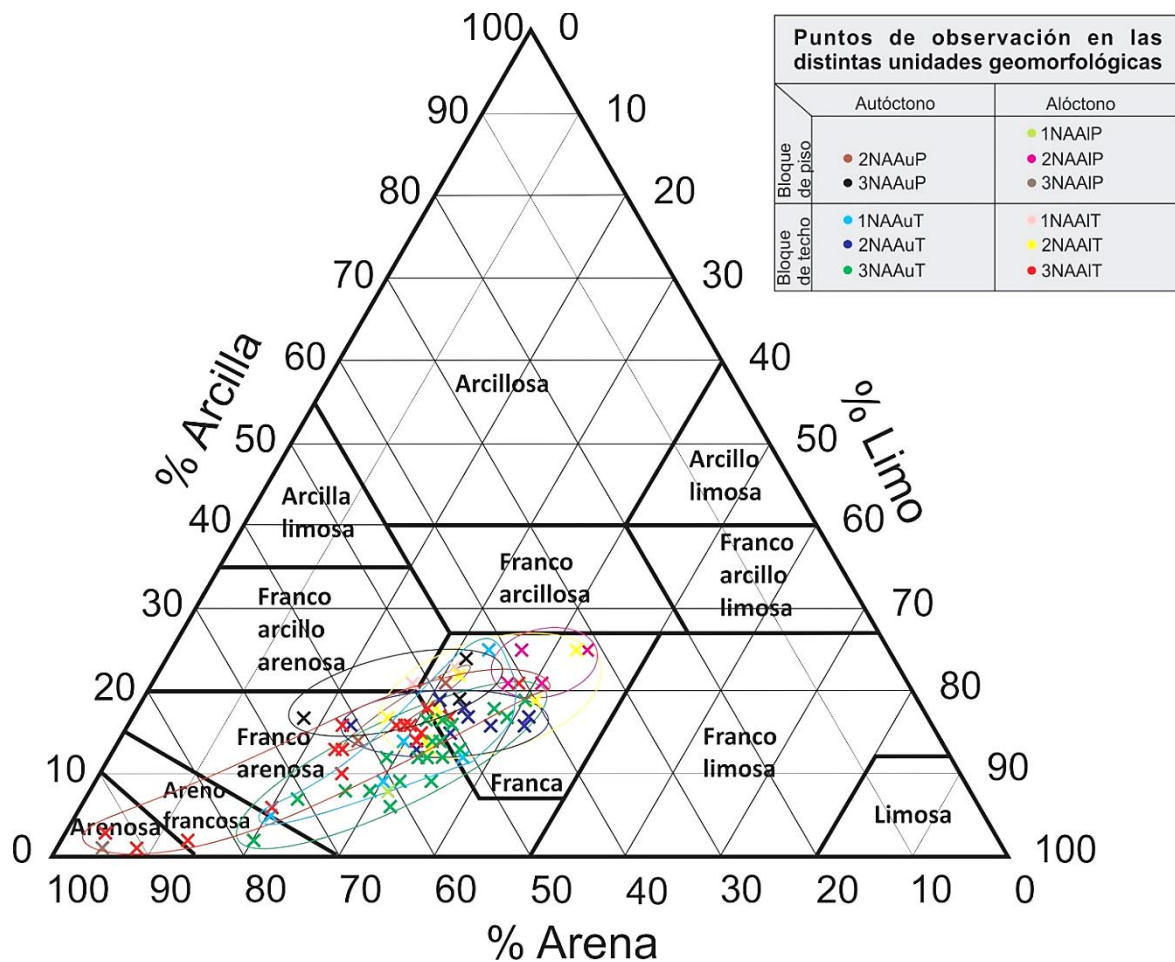


Figura 7.3. Clasificación textural de las muestras tomadas de los A<sub>v</sub> del área de trabajo.

En general se cumple que los grupos que tienen una edad relativa joven contienen un predominio de texturas arenosas, pero algunas muestras resultaron ser de texturas francas. Los grupos de edad intermedia se concentran en las texturas franco-arenosas-francas. Finalmente, los grupos de muestras ubicados en las superficies antiguas son bastantes erráticas, las texturas son muy variables, desde arenosas hasta francas. Solo las muestras de las superficies de edad intermedia se aglomeran alrededor de un sitio del triángulo textural, mostrando menos variabilidad entre ellas. Esto se debe a que los depósitos expuestos a mayores alturas, por cambio en el nivel de base, dimensiones pequeñas y de forma angosta, contienen mayores pendientes (>2 %) y por consiguiente la erosión y disección destruyen los horizontes superficiales escasamente desarrollados. Sin embargo, en este trabajo también han sido descriptos perfiles de suelos sobre unidades relativamente



antiguas, con pendiente bajas ( $<1\%$ ), alto desarrollo de  $A_v$  (hasta 14 cm en depósitos de glacia cubiertos) (Ocaña *et al.*, 2017; Ocaña *et al.*, 2018b; Ocaña y Suvires, 2018). Algo muy similar sucede en análisis de estos horizontes en el oeste de Estados Unidos (Turk y Graham, 2011), donde la aplicación de un índice (VHI=Vesicular horizon Index), muestra fuerte relación para superficies que tienen menos de 100 000 años, no teniendo un buen comportamiento para superficies anteriores a esta edad.

Los  $A_v$  son de carácter básicos, con pH mayores a 7, pudiendo alcanzar valores hasta de 9,7, esto es debido a sales solubles de sodio, principalmente carbonatadas y bicarbonatadas, en donde el porcentaje de sodio intercambiable (PSI) es mayor al 15 %. La CE que varían entre 0 y 2,82  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , los valores más elevados son debido a la cantidad de sales solubles (Figura 62).

Si bien en este estudio no se realizaron análisis para determinar el PSI, se estima que éste sea mayor al 15 % por los valores elevados de pH obtenidos.

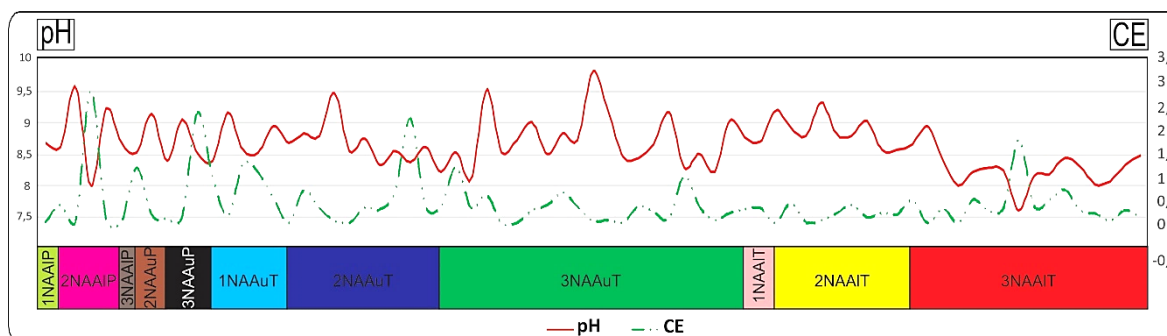


Figura 7.4. Relación entre pH vs CE-Carbonatos para cada una de las muestras de los  $A_v$ .

Un buen ejemplo de conservación de  $A_v$  sobre superficies geomórficas relativamente antiguas, se da en el piedemonte oriental de la sierra de Villicum, en este tipo de casos el aporte eólico, el cual trae consigo fragmentos finos, carbonatos y sulfatos, sea suficiente para incrementar el espesor. El paso del tiempo hace que las vesículas no se encuentren conectadas y puedan llegar a ser estabilizadas por argilanes (iluvitación de arcillas). Estas son de formas esféricas o cilíndricas y en un corte vertical algunas semejan ser vasijas de diámetro máximo a 6 mm de ancho y

2 mm de profundidad. La mayoría se observan vacías, aunque algunas están ocupadas por sales. Este proceso es favorecido por infiltración y recubrimiento de las paredes, otorgándole conservación al horizonte (Figura 7.5) (Ocaña y Suvires, 2018).

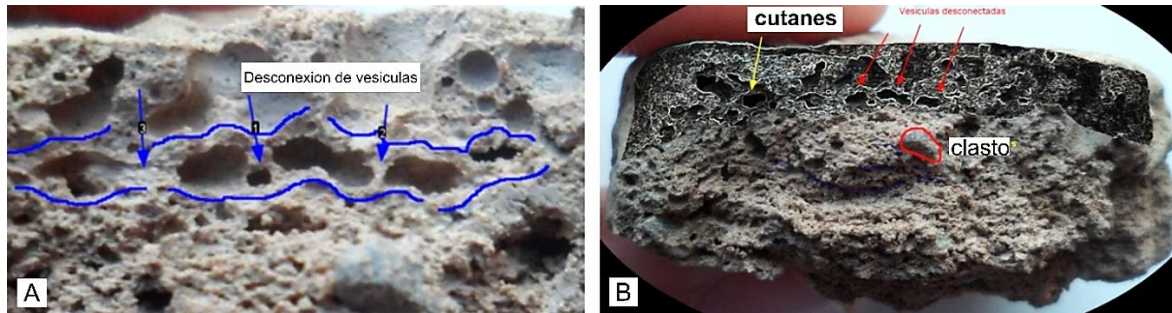


Figura 7.5. Vistas macroscópicas de agregados  $A_v$ . A: Muestra la desconexión de vesículas y el achatamiento de los poros. B: filtro utilizado para resaltar las películas de cutanes que recubren los poros.

Aunque menos frecuentes y evolucionados, estos horizontes, también se encuentran sobre aquellas formas erosionales-exhumadas por actividad tectónica. Los fragmentos que se encuentran en los horizontes del perfil aparecen siempre recubiertos por cristales de yeso (*pendants*). Figura 7.6.



Figura 7.6. Rasgos pedogenéticos sobre lomadas exhumadas por tectónica. A: Vista sobre el punto de donde se realizó el perfil de suelo, en la unidad montañosa. B: Fragmentos rocosos cubierto con yeso.

### 7.5. Geoquímica de horizontes superficiales

El relieve está sometido constantemente a procesos dinámicos que terminan por meteorizar y erosionar las rocas que forman parte de la cuenca y posteriormente proceden a la formación de suelos, esto se conoce como intemperización geoquímica. Sin embargo, la desintegración y modificación química de minerales en el interior de los suelos se conoce como intemperización edafoquímica (Jackson y Sherman, 1953). La depresión de Matagusanos no cuenta con datos de geoquímica, es por ello por lo que estas muestras son las primeras contribuciones a esta área, esto ocasiona el inconveniente de que no se cuenta otros datos ajenos a este trabajo con quien validar los resultados aquí obtenidos.

La concentración de los distintos elementos químicos encontrados es proveniente no solo de la degradación de las rocas propias de la cuenca, sino también aportes eólicos, jugando un papel fundamental la acción eólica. Debido a esto se seleccionaron 5 muestras en las cercanías del semibolsón de Matagusanos (T8) y otras 5 muestras en la cuenca Campo Ciénaga Redonda (T19), todas las muestras corresponden al A<sub>v</sub> (Figura 7.7).

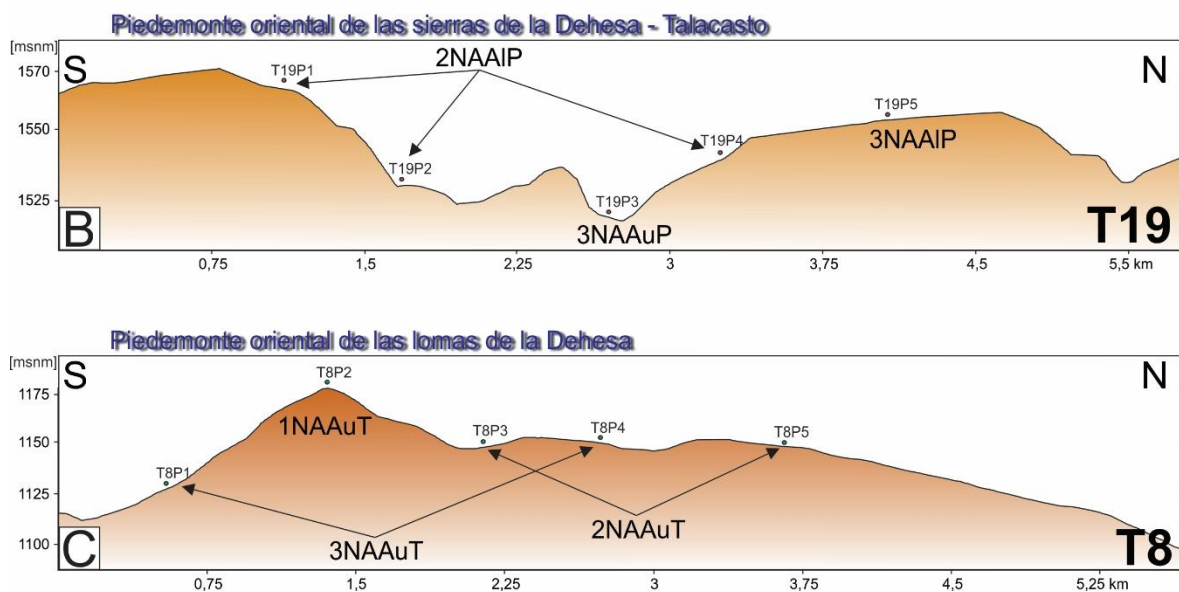
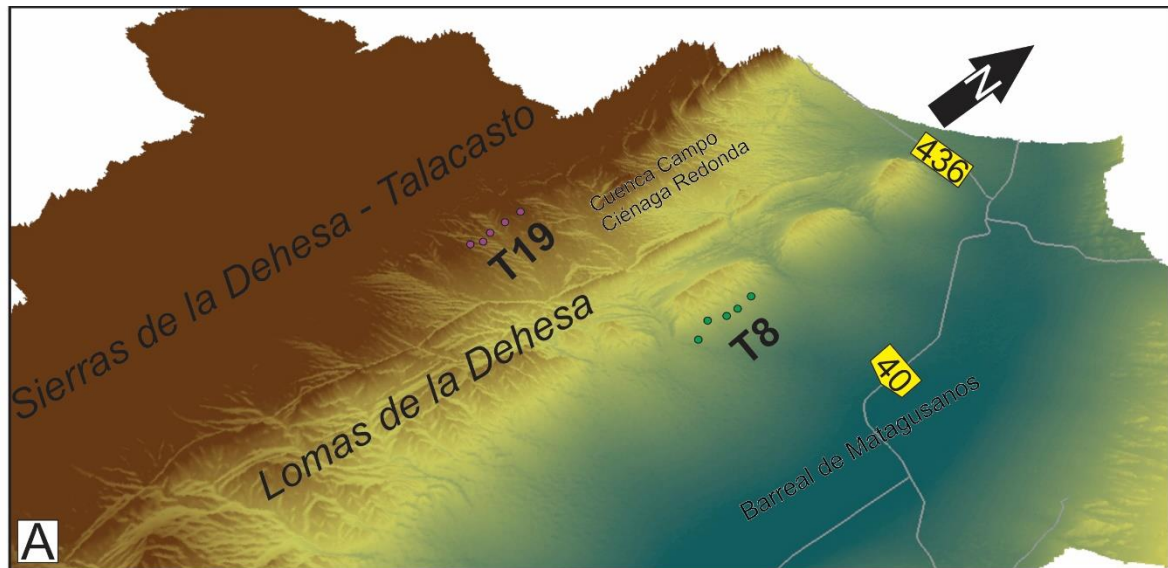


Figura 7.7. A: Ubicación de los puntos de muestreo para los análisis geoquímicos sobre un modelo digital de elevación. B: Perfil transversal de la transecta denominada T19 con sus respectivos puntos. C: Perfil transversal de la transecta denominada T8 con sus respectivos puntos.

En primer lugar, se consideró el contenido de los elementos pesados detectados en el ensayo para cada una de las 6 superficies geomorfológicas elegidas (1NAAuT, 2NAAuT, 3NAAuT, 3NAAuP, 2NAAIP y 3NAAIP), y determinar de este modo la existencia o no de anomalías. Posteriormente se analizó el comportamiento regional de cada elemento, cabe recordar que muchos de los



elementos analizados no se encuentran presentes. Con el fin de establecer algún patrón de distribución se comparó las distintas muestras con los valores que establece la ley N°24 585 y el valor de abundancia del elemento en la corteza terrestre.

#### 7.5.1. Presencia de Metales pesados

Los metales pesados que fueron detectados mediante ensayos de laboratorio son el bario, cromo, cobre, plomo y zinc (Figura 7.8). Si bien se analizó la presencia de otros metales pesados, estos no se encuentran en cantidades detectables, tales como: plata, boro, cadmio, cobalto, molibdeno, níquel, estaño y vanadio.

Teniendo en cuenta lo establecido en la ley N°24 585 “de protección ambiental para la actividad minera”, en donde se especifican las cantidades de metales pesados aceptables en suelos, ninguno de estos metales alcanza los niveles guías de calidad del suelo para uso agrícola e industrial, estando muy por debajo de este límite.

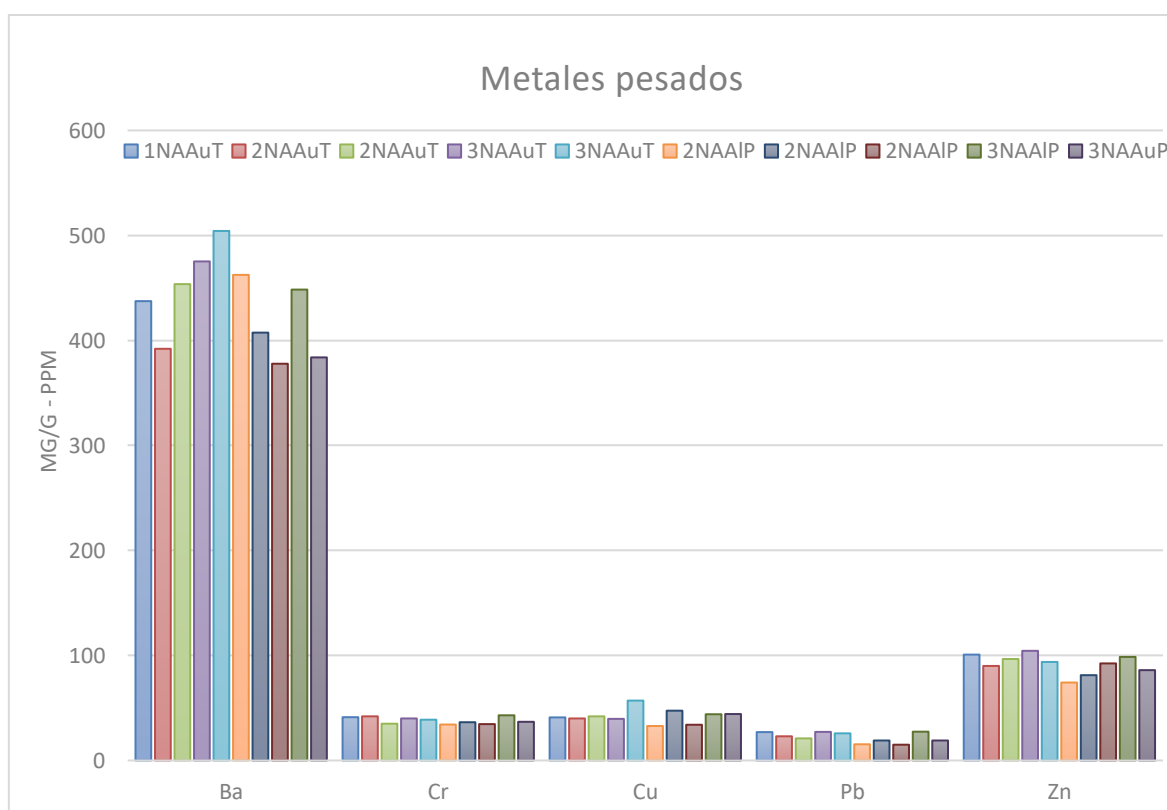


Figura 7.8. Metales pesados detectados en las 10 muestras de UGs fluviales.

La concentración de Bario muestra un comportamiento inversamente proporcional a la edad relativa de las UGs. Es decir que, si tenemos en cuenta el bloque de techo, la concentración más alta se da en la 3NAAuT y la menor en la 1NAAuT. Algo similar ocurre en el bloque de piso.

El Cromo es errático y se encuentra sin seguir ningún patrón de distribución respecto a la edad relativa de los depósitos o la disposición de los bloques de techo o piso. No así el Cobre que presenta un leve aumento en el bloque de piso.

Si bien los valores de Plomo y Zinc son inferiores a los de Bario, presentan un comportamiento similar, encontrándose los mayores valores en las unidades relativamente más jóvenes.

#### 7.5.2. Análisis por elementos

El Aluminio tiene sus máximos valores en el bloque de techo y en aquellas unidades de origen autóctonas generalmente. El valor más alto sobrepasa los 70 000 ppm y corresponde al 3NAAuT y el mínimo es de 60 170 ppm en el 2NAAIP. Sin embargo, todas las muestras poseen cantidades inferiores comparándola con la abundancia de este elemento en la corteza terrestre (Figura 7.9).

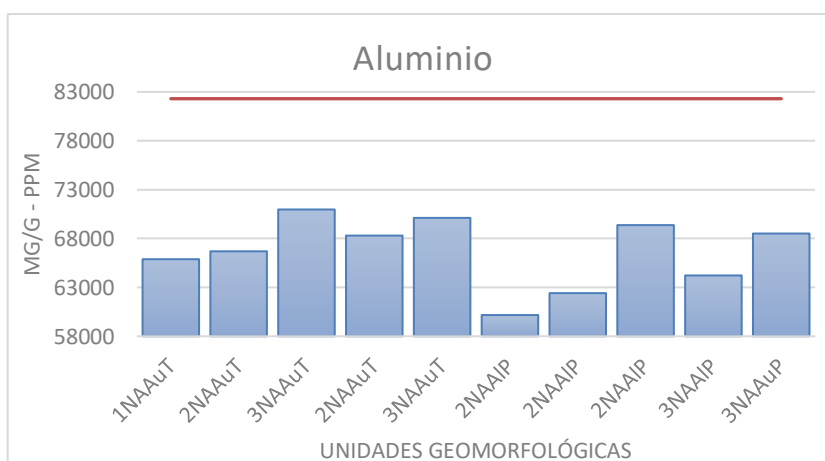


Figura 7.9. Valores de Aluminio expresados en ppm para cada UG. La línea constante indica la abundancia en la corteza terrestre de este elemento.

El Bario presenta elevada variación de su concentración para cada una de las UGs, con los máximos valores en las UGs más jóvenes como el 3NAAuT. En algunos

casos los valores fueron superiores si la comparamos con la abundancia en la corteza terrestre, pero están muy por debajo del límite para uso agrícola de suelos que figuran en la ley (Figura 7.10).

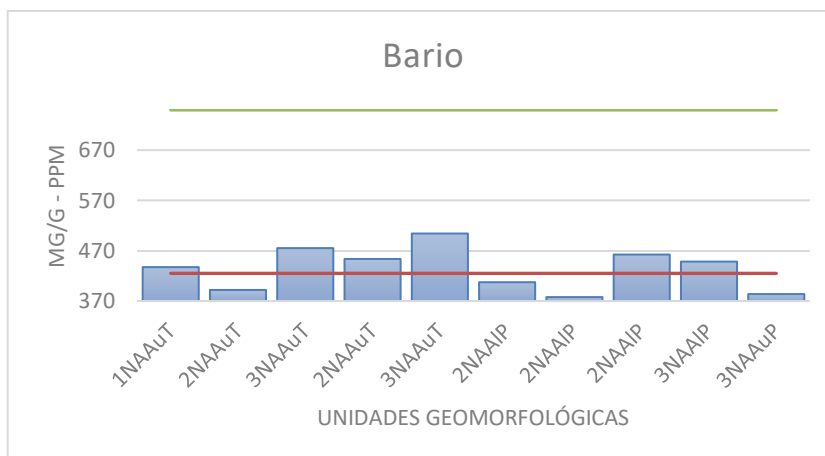


Figura 7.10. Valores de Bario expresados en ppm para cada UG. La línea constante inferior indica la abundancia en la corteza terrestre de este elemento, y la línea superior indica los valores establecidos por la ley 24 585 para suelos de uso agrícola.

Los datos analíticos de Calcio dan un valor promedio de 38 678 ppm con valores máximos que superan los 60 000 ppm en aquellas unidades relativamente más antiguas. Además, estas unidades superan ampliamente respecto a la abundancia de este elemento en la corteza terrestre (Figura 7.11).

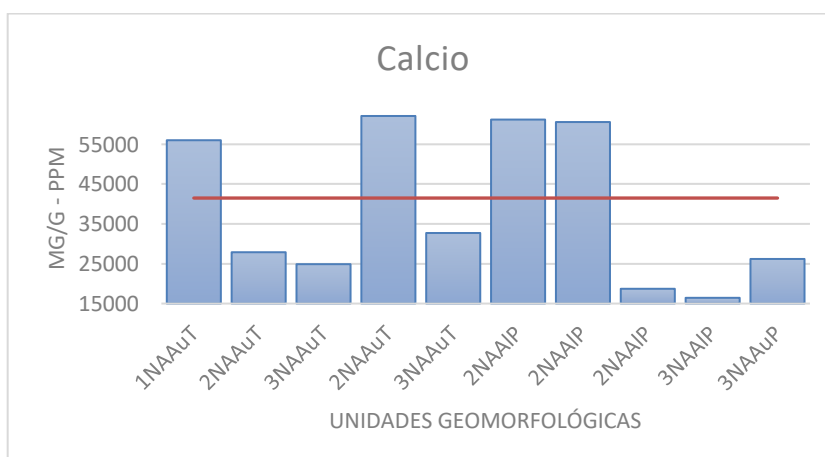


Figura 7.11. Valores de Calcio expresados en ppm para cada UG. La línea constante indica la abundancia en la corteza terrestre de este elemento.

El Cromo tiene un valor promedio en las muestras analizadas de 38,2 ppm, sin embargo, su máximo valor 43 ppm, no mostrando tanta variabilidad entre muestras. Se encuentra en pequeñas proporciones y alcanza la media de abundancia en la corteza terrestre y se encuentra en cantidades 20 veces menores a las que exige la ley 24 585 para uso de suelos en agricultura (Figura 7.12).

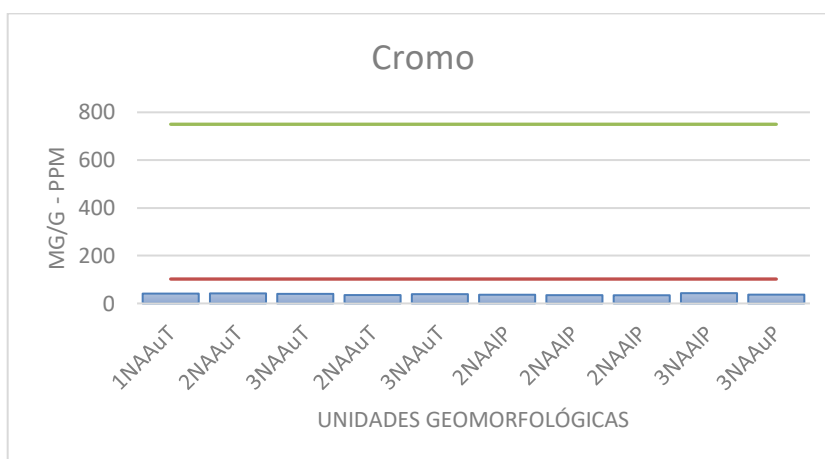


Figura 7.12. Valores de cromo expresados en ppm para cada UG. La línea constante inferior indica la abundancia en la corteza terrestre de este elemento, y la línea superior indica los valores establecidos por la ley 24 585 para suelos de uso agrícola.

El promedio que tiene el Cobre es 42,2 ppm, y en la unidad 3NAAuT alcanza un máximo de 57 ppm. Los valores altos fueron detectados en las unidades más jóvenes. Sin embargo, están por debajo de lo exigido por la ley para suelos de uso agrícola (Figura 7.13).



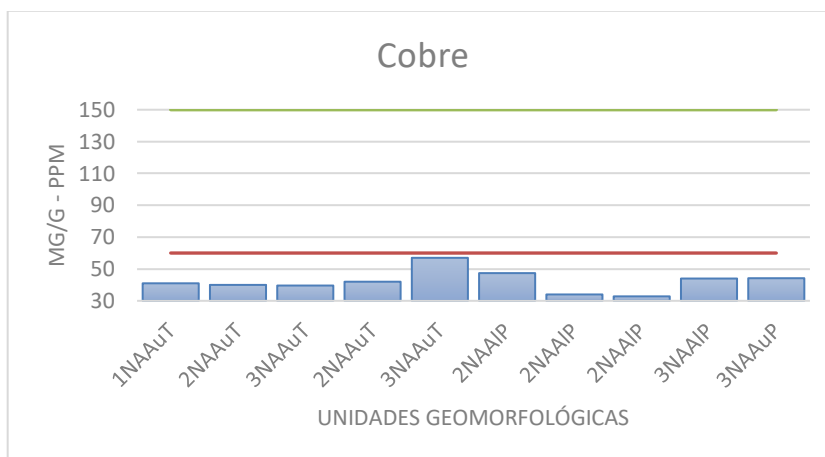


Figura 7.13. Valores de cobre expresados en ppm para cada UG. La línea constante inferior indica la abundancia en la corteza terrestre de este elemento, y la línea superior indica los valores establecidos por la ley 24 585 para suelos de uso agrícola.

El Hierro se presenta con mayores proporciones en las muestras analizadas que corresponden al bloque de techo. El promedio es de 43 113 ppm y en ningún caso sobrepasan las proporciones de abundancia en la corteza terrestre (Figura 7.14).

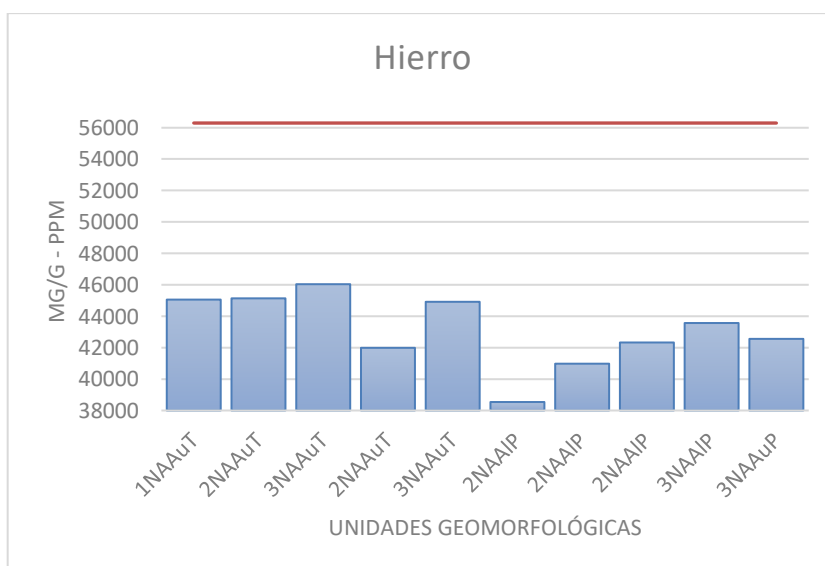


Figura 7.14. Valores de Hierro expresados en ppm para cada UG. La línea constante indica la abundancia en la corteza terrestre de este elemento.

El promedio de Potasio es de 21 091 ppm, aunque el mayor contenido está en una muestra correspondiente a un depósito aluvial joven ubicado en la cuenca Campo Ciénaga Redonda (Figura 7.15).

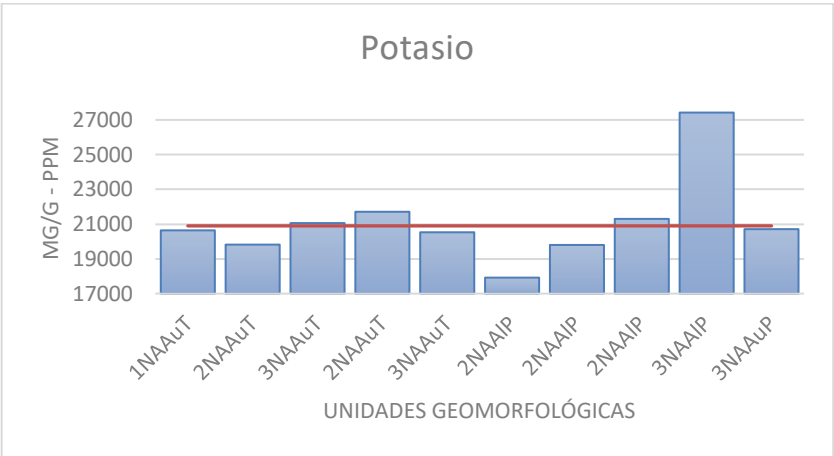


Figura 7.15. Valores de Potasio expresados en ppm para cada UG. La línea constante indica la abundancia en la corteza terrestre de este elemento.

El Litio es uno de los elementos químicos que sobrepasan ampliamente a los valores de abundancia de la corteza terrestre. El promedio de este elemento es de 84,5 ppm y como máximo se ha detectado 95,6 ppm para la unidad 3NAAuP, no mostrando grandes variaciones en general (Figura 7.16).

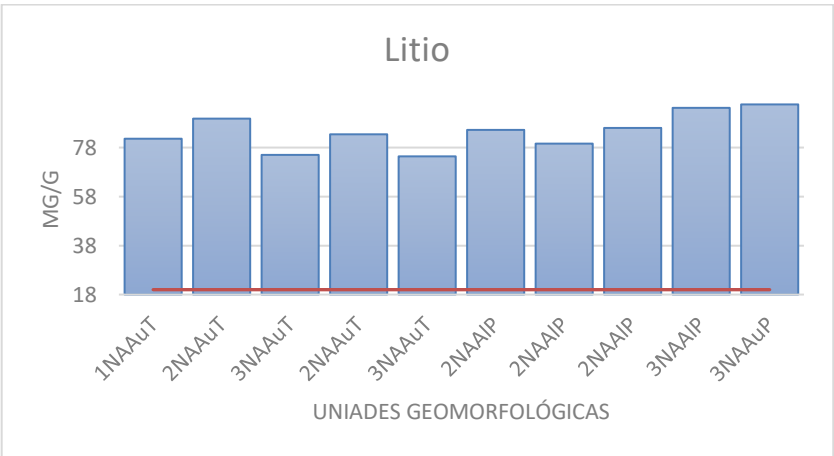


Figura 7.16. Valores de Litio expresados en ppm para cada UG. La línea constante indica la abundancia en la corteza terrestre de este elemento.

El promedio de Magnesio es 15 081 ppm y se encuentra muy por debajo de la abundancia en la corteza terrestre que se ubica sobre los 23 000 ppm. Las mayores

concentraciones se perciben en las unidades ubicadas sobre el bloque de techo y de mayor edad relativa (Figura 7.17).

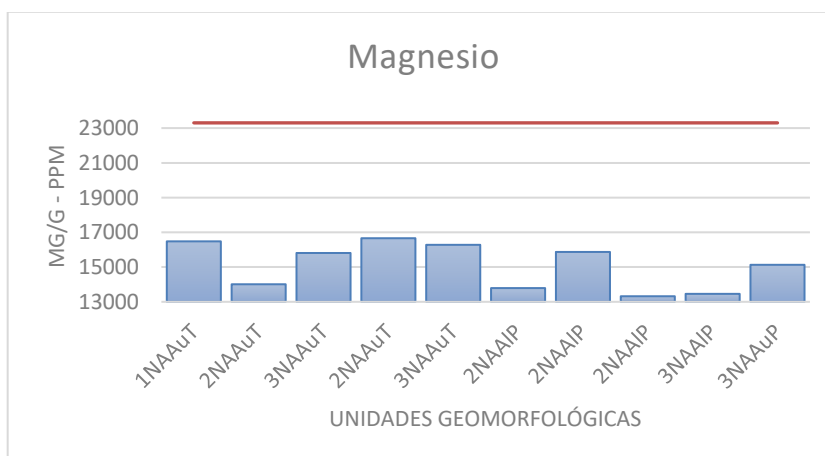


Figura 7.17. Valores de Magnesio expresados en ppm para cada UG. La línea constante indica la abundancia en la corteza terrestre de este elemento.

El Manganeseo tiene un promedio de 751,6 ppm en general, sin embargo, en la Figura 7.18. Se observa que se encuentra en mayores proporciones en aquellas muestras correspondientes en el bloque de techo, con un valor máximo de 861,2 ppm en la 1NAAuT (Figura 7.18).

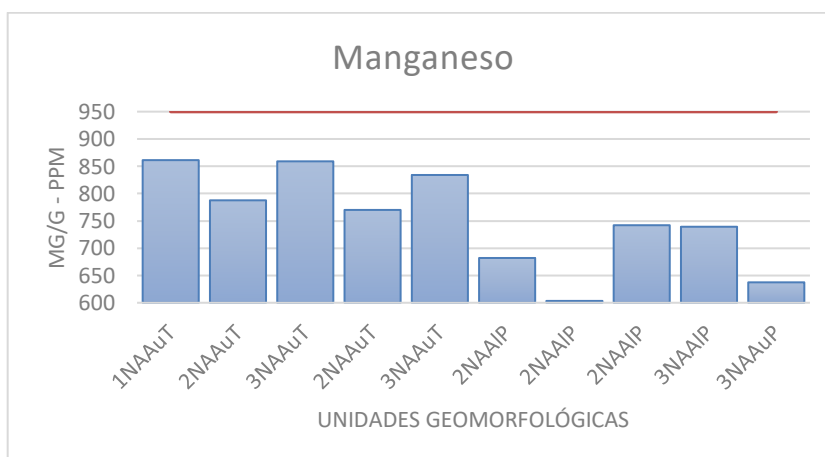


Figura 7.18. Valores de Manganeseo expresados en ppm para cada UG. La línea constante indica la abundancia en la corteza terrestre de este elemento.

El Sodio tiene una distribución errática en la superficie. El valor promedio es de 10 632 ppm y la proporción de este elemento en las muestras están muy por debajo de la abundancia en la corteza terrestre (Figura 7.19).

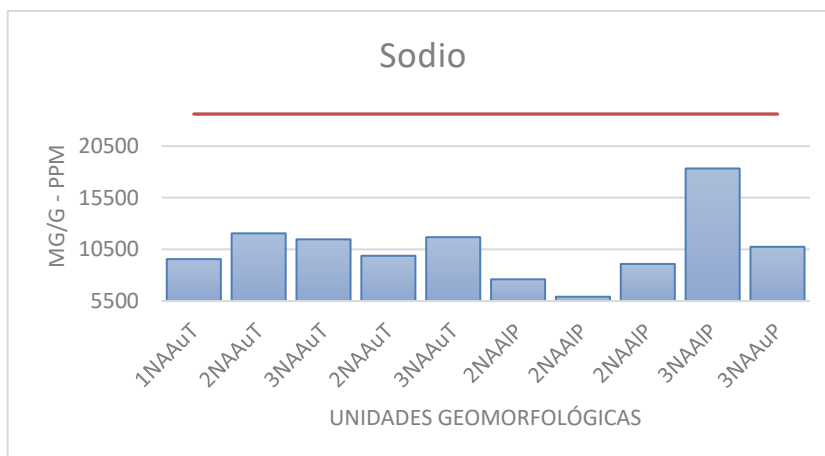


Figura 7.19. Valores de Sodio expresados en ppm para cada UG. La línea constante indica la abundancia en la corteza terrestre de este elemento.

El valor promedio de Fósforo es de 593,9 ppm, con valores máximos de 753 ppm en la unidad 2NAAuT. Las concentraciones mayores están dadas sobre el bloque de techo. Estas son inferiores si las comparamos con la cantidad de este en la corteza terrestre (Figura 7.20).

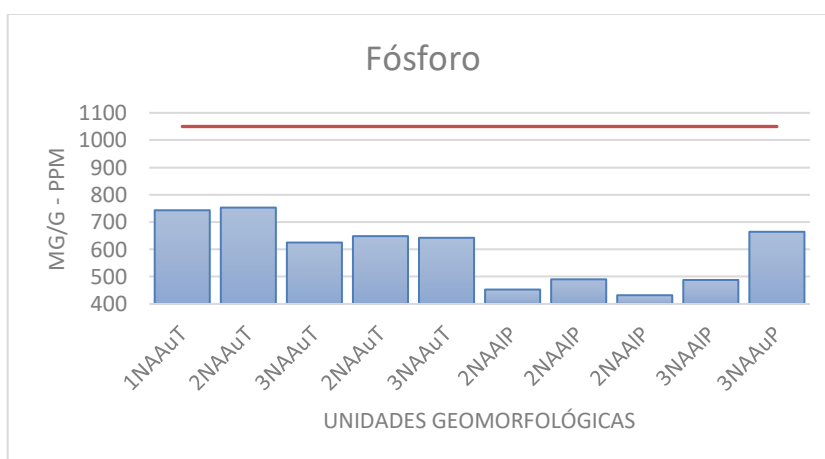


Figura 7.20. Valores de Fósforo expresados en ppm para cada UG. La línea constante indica la abundancia en la corteza terrestre de este elemento.

El promedio de Plomo es de 22 ppm y se presenta muy homogéneamente distribuido en la zona de trabajo. Los resultados obtenidos (Figura 7.21) muestran que las concentraciones son superiores a la abundancia de este elemento en la corteza, pero se encuentran muy por debajo de lo aceptable para suelos de uso agrícola establecido en la ley 24 585.

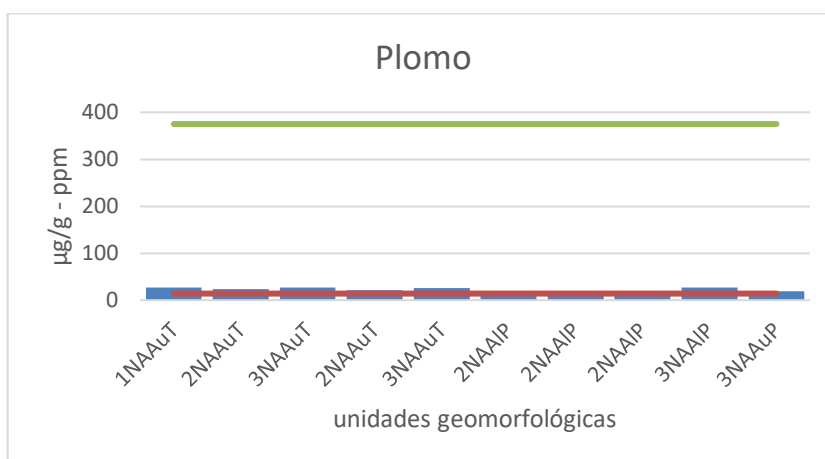


Figura 7.21. Valores de Plomo expresados en ppm para cada UG. La línea constante inferior indica la abundancia en la corteza terrestre de este elemento, y la línea superior indica los valores establecidos por la ley 24 585 para suelos de uso agrícola.

El Zinc es uno de los elementos que muestran menor variabilidad en la zona de estudio. El valor promedio es de 91,8 ppm, pero el máximo valor es de 104,4 ppm en la 3NAAuT. Las cantidades detectadas son mayores si las comparamos con la abundancia en la corteza terrestre, sin embargo, se encuentran en cantidades mínimas respecto a lo que establece la ley 24 585 para el uso de suelos (Figura 7.22).



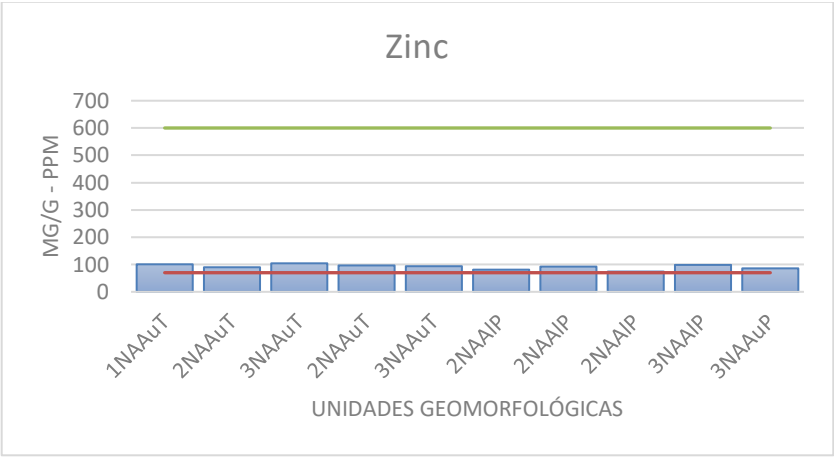


Figura 7.22. Valores de zinc expresados en ppm para cada UG. La línea constante inferior indica la abundancia en la corteza terrestre de este elemento, y la línea superior indica los valores establecidos por la ley 24 585 para suelos de uso agrícola.

## CAPÍTULO VIII: CARACTERÍSTICAS DE LA FLORA SOBRE DEPÓSITOS CUATERNARIOS

### 8.1. Estructura y composición de la vegetación

Las principales asociaciones vegetales de la zona de estudio son: estepa arbustiva de *Larrea cuneifolia* y *Zuccagnia punctata*, estepa arbustiva de *Bulnesia retama* y *Larrea cuneifolia* y la estepa arbustiva de *Larrea cuneifolia* con una leve dominancia de *Tephrocactus aoracanthus*; a continuación, se describe cada tipo de vegetación con más detalle:

#### *Estepa arbustiva de Larrea cuneifolia y Zuccagnia punctata*

Este tipo de asociación está dominado por la especie *Larrea cuneifolia* y *Zuccagnia punctata* (jarilla macho) (Figura 8.1A). Una característica particular, es que *L. cuneifolia* posee coberturas con valores entre 28 % y 72 % (2NAAuT; 3NAAuT) y se caracteriza por la dominancia de especies arbustivas de hojas pequeñas, no siempre espinosas que crecen a lo largo de los abanicos aluviales pedemontanos y bajadas de pendientes suaves. Se localiza en la mayoría de las UGs en donde, en sectores pequeños, se presenta una capa superficial de rocas (Figura 8.1B).

#### *Estepa arbustiva de Bulnesia retama y Larrea cuneifolia*

Se caracteriza por la abundancia de individuos de especies de retamo y jarilla, con alturas entre 2 y 4,2 m en el caso de los retamos y, entre 1,5 y 2,6 m en el caso de las jarillas. Las especies acompañantes son cactáceas como *Tephrocactus aoracanthus*, *Opuntia sulphurea* y *Echinopsis leucantha* (Figura 8.1C), además se presentan especies arbustivas como *Parkinsonia praecox* (Brea) y la falsa jarilla (*Zuccagnia punctata*) (Figura 8.1D); el algarrobo (*Prosopis chilensis*), se ubica en pequeños bosques muy aislados asociados a cauces temporales pedemontanos. Esta asociación vegetal se puede observar en algunos sectores de los niveles 2NAAuP, 2NAAIT y 3NAAuT.

*Estepa arbustiva de Larrea cuneifolia y Tephrocactus aoracanthus*

La cobertura de las cactáceas varía entre el 38 % y el 61 % (2NAAIT y 3NAAIT). Estos valores sugieren condiciones de aridez bien marcadas en estos sitios (Figura 8.1E). En el caso de esta asociación vegetal, la especie de cactus está bien asociada a la especie dominante de jarilla (*L. cuneifolia*) con valores que alcanzan el 60 %. En algunos casos, entre estas dos especies se reparten el 93 % de la cobertura total del sitio (3NAAIT), dejando poco margen para el resto de las especies. Generalmente, el retamo juntamente con otras especies como *Lycium chilense*, *Denmonza rhodacantha* y *Bougainvillea spinosa*, acompañan a las dos especies dominantes.

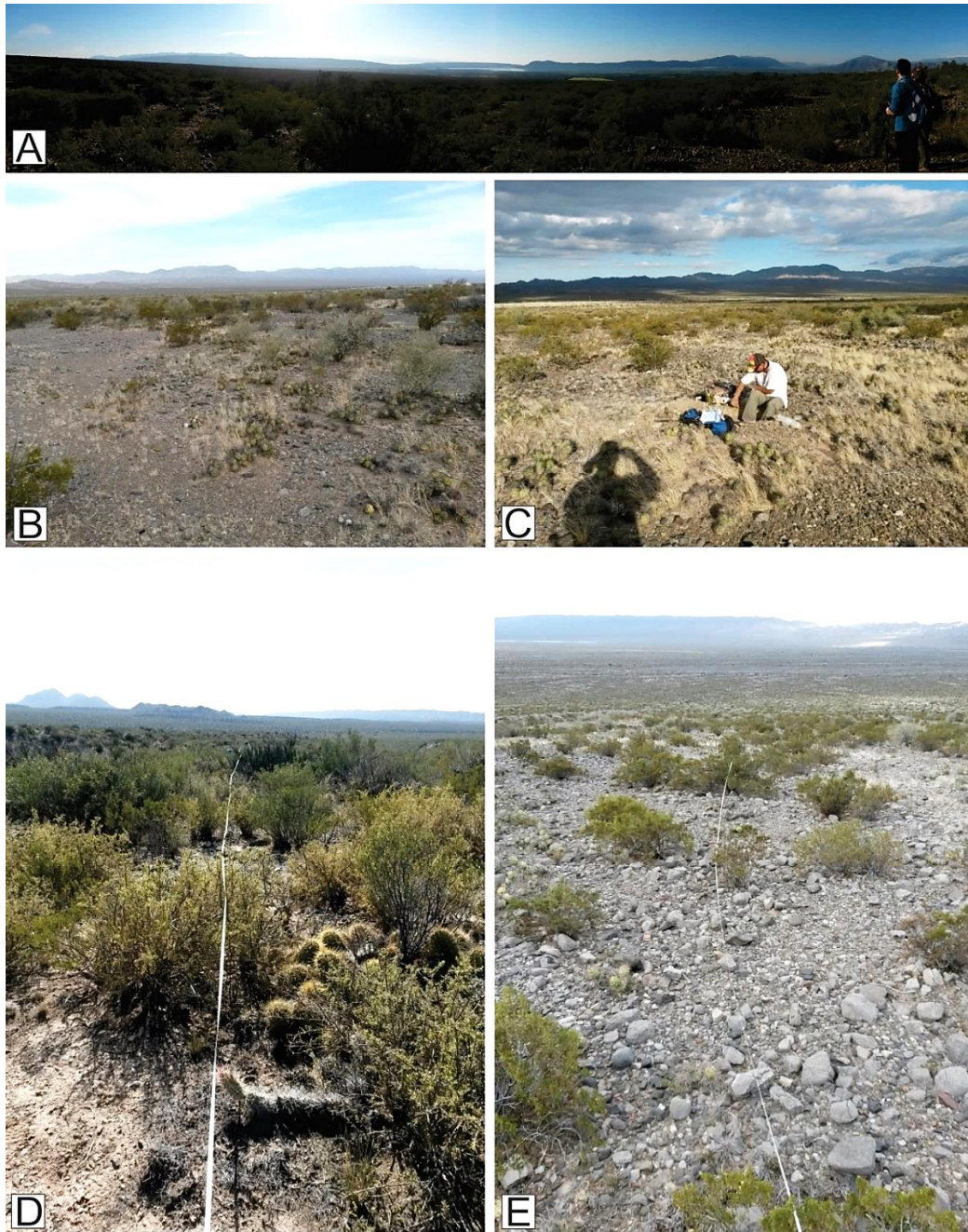


Figura 8.1. A: vista panorámica del piedemonte de las Lomas de la Dehesa, más específicamente el 3NAAIT. Se observa la dominancia de especies de *L. cuneifolia*; B: Jarillal de baja altura acompañado de un retamal con presencia de cactus (*Tephrocactus aoracantus*); C: Jarillal de baja altura acompañado por cactus, obsérvese el pastizal anual que acompaña estas especies, la foto fue tomada antes de las primeras lluvias de verano, por eso el color amarillento de los pastos; D: zona pedemontana media, con especies de jarilla, la cobertura de la vegetación en este sitio, es superada por la cobertura de rocas superficiales (>50%).

A nivel regional, el análisis de la vegetación permitió identificar 41 especies pertenecientes a 15 familias. Mas puntualmente, las familias Poacea, Fabacea y Cactácea son las que más especies poseen (7 cada una), (Figura 8.2).

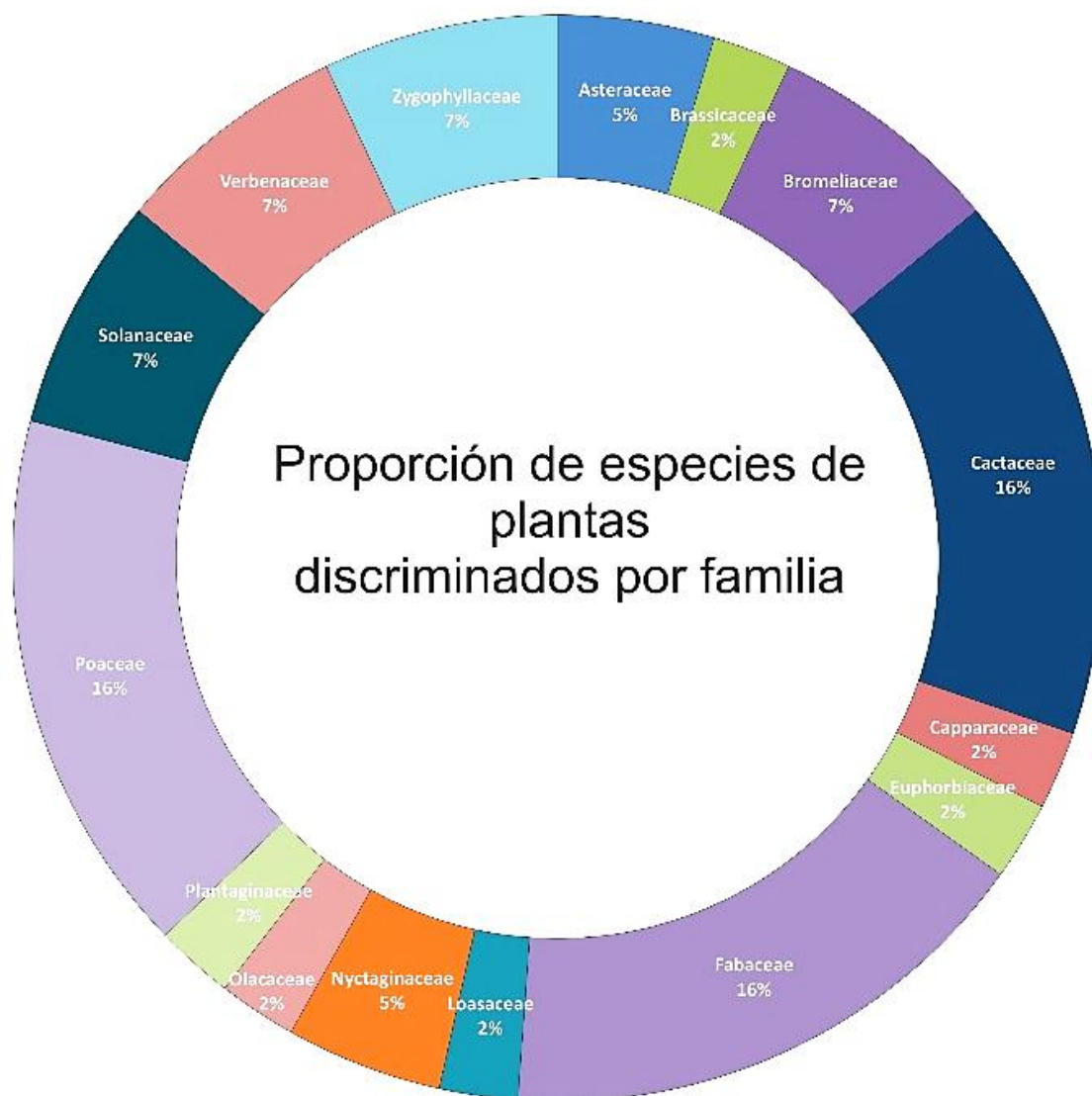


Figura 8.2. Distribución de la proporción de familias de vegetación presentes en el área de estudio.

Las formas de vida características de la zona de estudio son las arbustivas y subarbustivas (44 % = 18 especies); las formas arbóreas generalmente son escasas y están confinadas a la cercanía de fuentes de agua o sobre los cauces temporales (10 % = 4 especies); las especies de tallos suculentos o cactáceas son



abundantes, pero no conspicuas (17 % = 7 especies). Si bien, hay especies herbáceas anuales y perennes, las hierbas abundan en la región luego de las arbustivas (29 % = 12 especies). Por otro lado, muchas plantas conservan completa o parcialmente sus hojas durante los meses fríos de invierno como las especies arbustivas y arbóreas anuales.

La vegetación funciona como indicadora por su capacidad de respuesta a los factores ambientales, incluyendo la presencia de otras especies, dinámica geomorfológica y variables de los suelos como la textura, entre otros. Por lo tanto, puede tener un cierto valor predictivo con el fenómeno que se estudia. Es por eso por lo que, en este trabajo, se evalúa la vegetación en relación con algunos factores que pueden estar relacionados con la variación de esta a nivel regional.

Es sabido que la vegetación de zonas áridas se caracteriza por poseer raíces profundas para la absorción de agua (que es el factor limitante) y raíces de sostén, que en muchos casos funciona como fijadoras del depósito o sustrato en el que está. Sin embargo, en ocasiones, la vegetación queda con las raíces expuestas parcialmente producto de la erosión hídrica propia de cada zona (Figura 8.3).

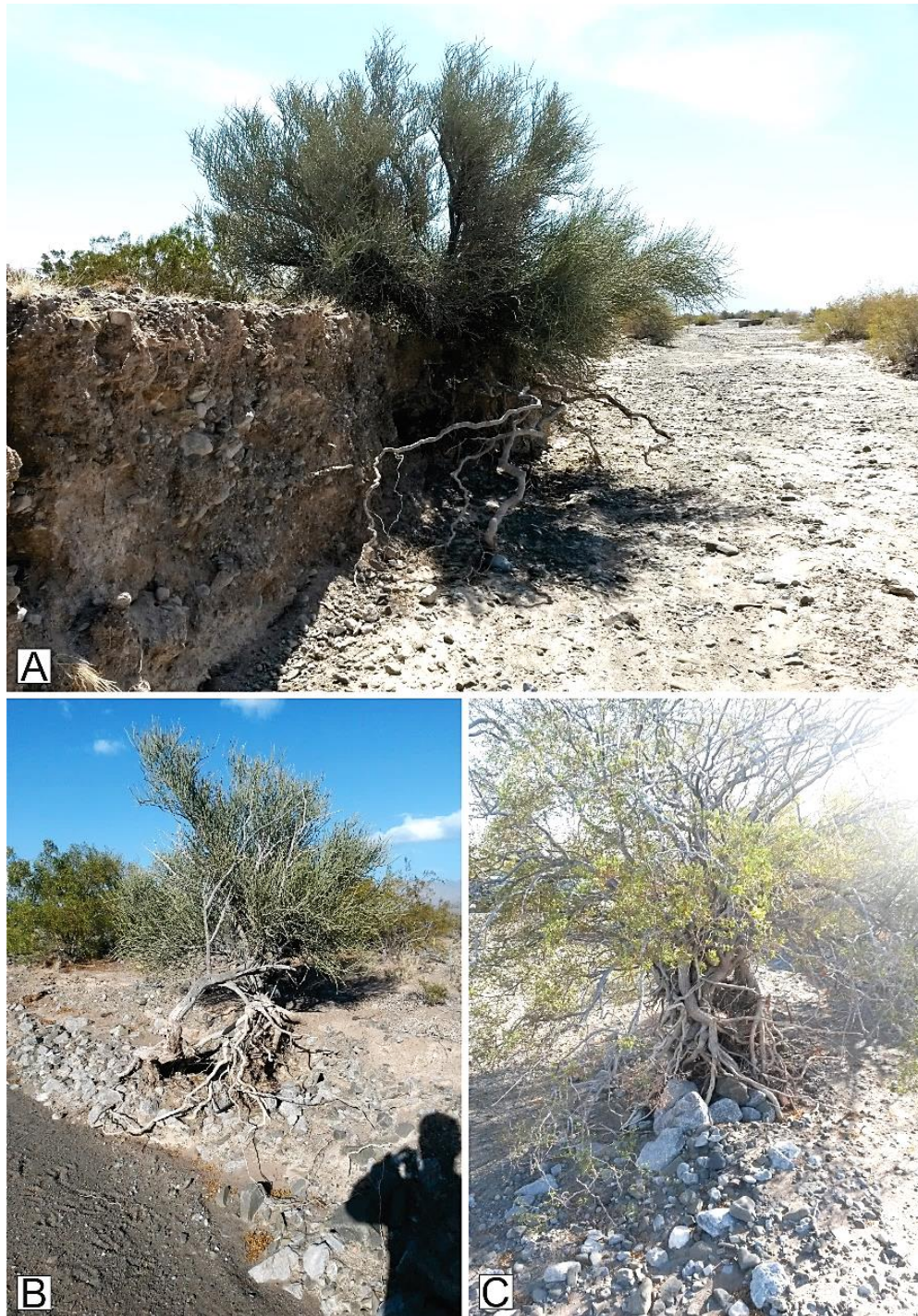


Figura 8.3. A: Individuo de *Bulnesia retama* (retamo) con parte de sus raíces expuestas producto de la erosión hídrica del canal temporal; B: Pérdida de depósito en el cual se encuentran las plantas, produce el volcamiento parcial o total en algunos casos; C: Ejemplar de *Zuccagnia punctata* con las raíces expuestas, en este caso, el arbusto funciona como “barrera” para sedimentos y, además, evita un aumento de la erosión del sector.

La cobertura superficial de roca puede ser un factor limitante para el desarrollo de las plantas, ya que impide la penetración de raíces, las altas temperaturas que pueden alcanzar en verano impiden la germinación de semillas y la evolución de los primeros estadios pos-germinación. En la zona de trabajo, se observó que la cobertura de roca es inversamente proporcional a la cobertura superficial de roca (Figura 8.4).

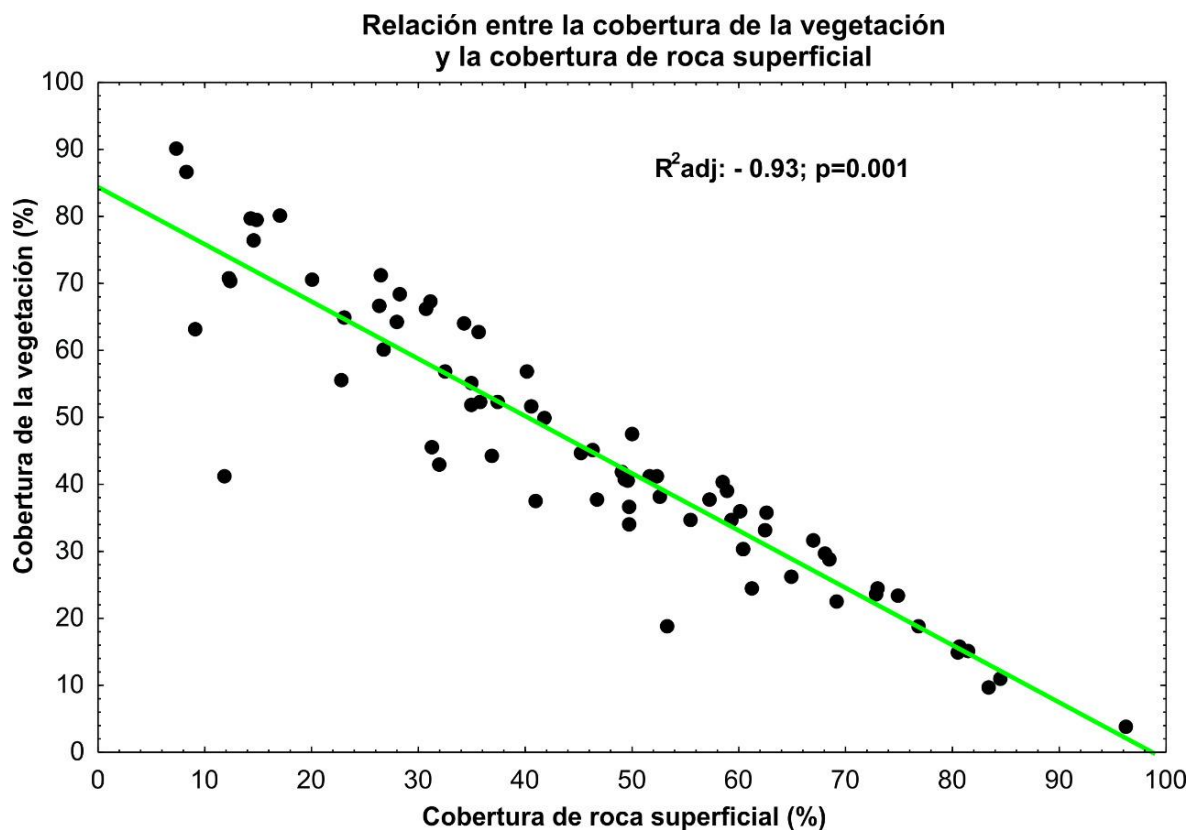


Figura 8.4. Relación entre la cobertura de la vegetación y la cobertura superficial de rocas. La baja cobertura de algunos sitios está explicada en un 86% por la alta cobertura de rocas.

El  $A_v$  es considerado como un horizonte relacionado con la cobertura de rocas superficiales, este horizonte, contribuye a la aridez del suelo ya que es poco permeable debido a una mayor presencia de arcilla y limo por sobre la proporción de arena. Esta impermeabilidad, sin dudas, implicaría un factor limitante más para las plantas, sin embargo, en este trabajo, la cobertura de la vegetación no está relacionada con el espesor del  $A_v$  ( $R^2 = 0,05$   $F(1,71) = 2,2097$   $p = 0,14$ ) (Figura 8.5).



Es decir, que la cobertura de las especies es independiente del desarrollo edáfico del horizonte  $A_v$ .

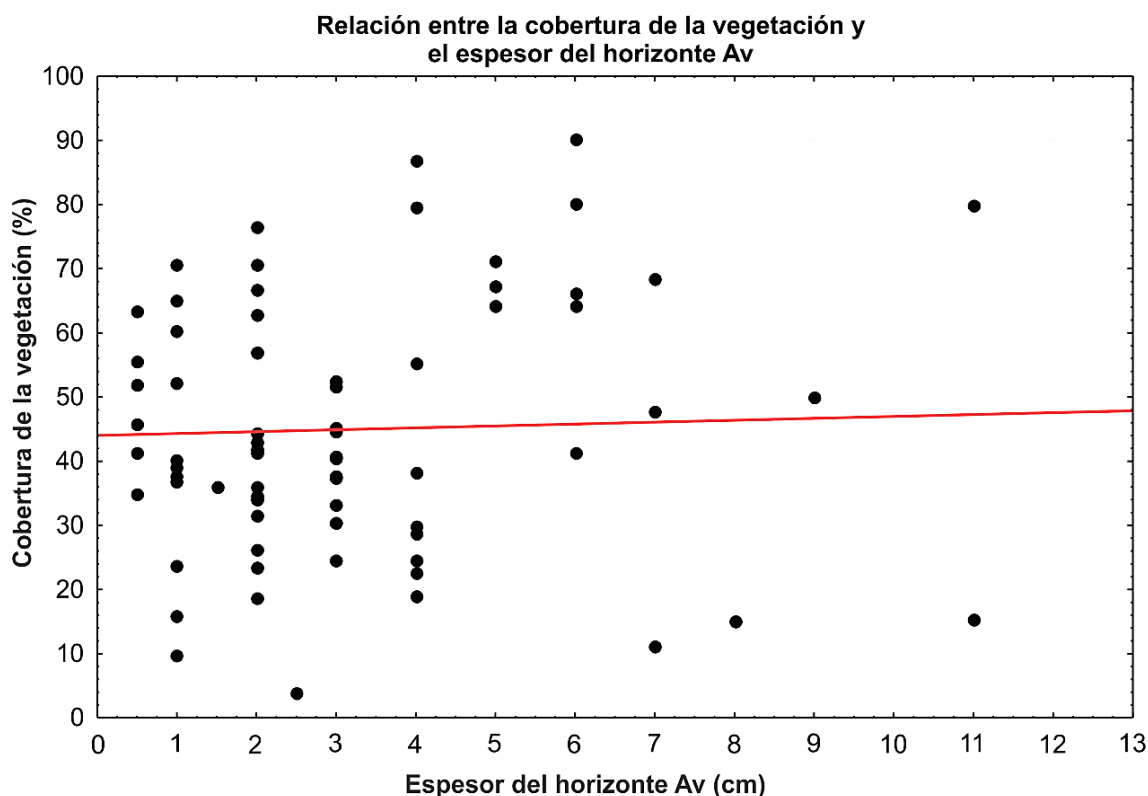


Figura 8.5. Relación entre la cobertura de la vegetación y el espesor del  $A_v$ .

En referencia a la variabilidad de la cobertura de la vegetación en las distintas clases texturales del suelo, se obtuvieron valores cuyo rango varía entre 3% y 92% para el caso de las texturas francas y del 9% al 78% en las texturas franco arenosa. En el caso particular de los depósitos en donde predomina la textura franca-arcillo-limoso la cobertura de la vegetación es escasa (11%), y al existir un solo caso, se asume que la frecuencia de coberturas es baja.

Distinto es el caso de las texturas con mayor proporción de arena, como la arenosa propiamente dicha y la areno-francosa (Figura 8.6). Si bien, la ocurrencia de estas texturas de suelos es baja en los depósitos estudiados, la vegetación se presenta en individuos adultos de *Larrea divaricata*, *Tephrocactus aoracanthus*, *Bulnesia retama* y *Larrea cuneifolia*. Por otro lado, entre el 10 % y el 20 % de la cobertura de estos sitios corresponden a los fragmentos de rocas.

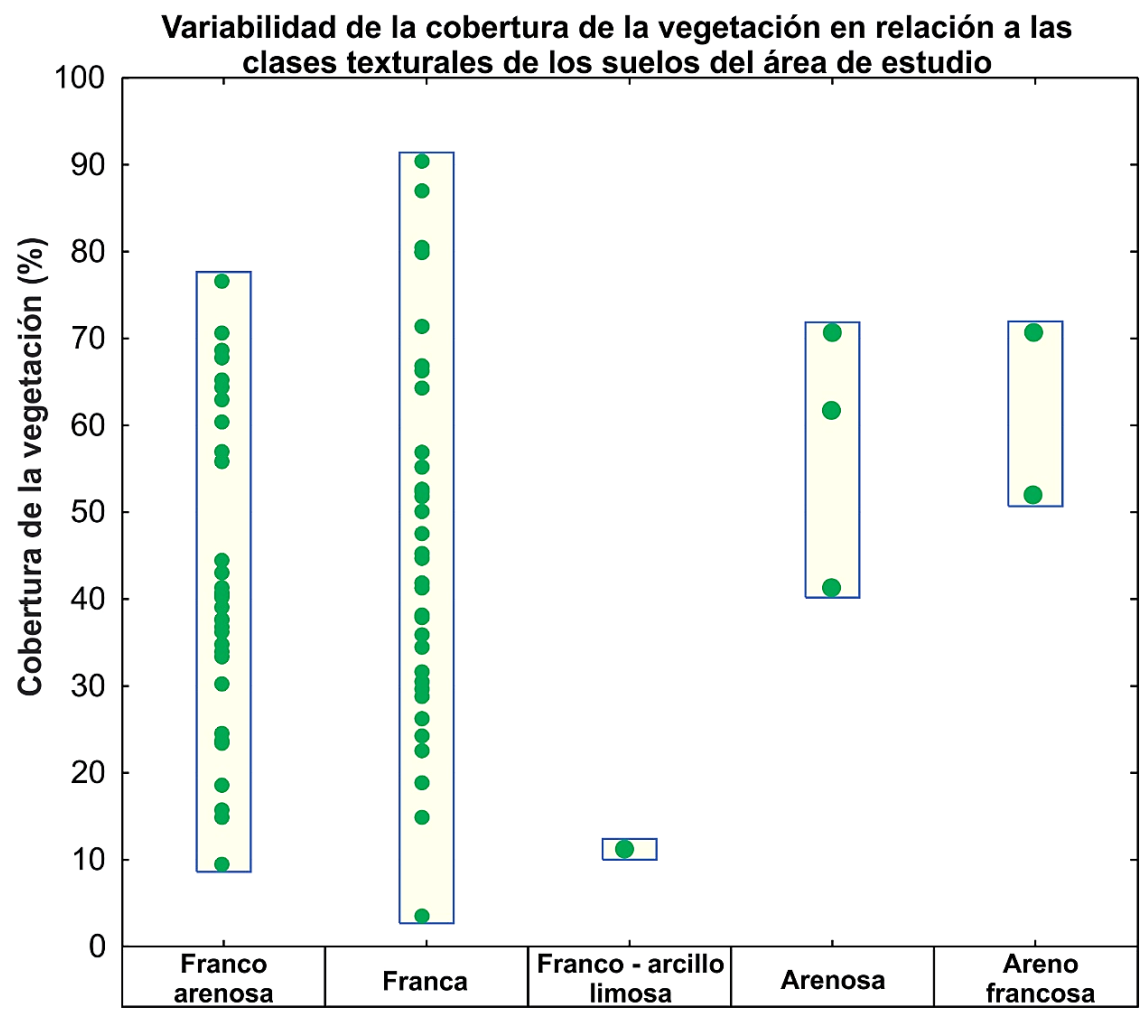


Figura 8.6. Variabilidad de la cobertura de la vegetación en las distintas clases texturales. Las texturas con mayor proporción de arena son menos frecuentes, pero tienen mayor cobertura de la vegetación.



## Capítulo IX: Estadística

### 9.1. Análisis multivariado

#### 9.1.1. Componentes principales

La técnica de componentes principales es debida a Hotelling (1933), aunque sus orígenes se encuentran en los ajustes ortogonales por mínimos cuadrados introducidos por Pearson (1901). El Análisis de Componentes Principales es una técnica estadística de síntesis de la información, o reducción de la dimensión (número de variables). Es decir, ante un banco de datos con muchas variables, el objetivo será reducirlas a un menor número perdiendo la menor cantidad de información posible. Los nuevos componentes principales o factores serán una combinación lineal de las variables originales, y además serán independientes entre sí. Un aspecto clave en análisis de componentes principales es la interpretación de los factores, ya que ésta no viene dada a priori, sino que será deducida tras observar la relación de los factores con las variables iniciales.

Los análisis de clúster permiten clasificar una población en un número determinado de grupos, en base a semejanzas y discrepancias de los perfiles existentes entre los diferentes elementos de la población. En los métodos jerárquicos los individuos no se particionan en clúster de una sola vez, sino que se van haciendo particiones sucesivas por distintos niveles de agregación. Normalmente estos métodos jerárquicos suelen ser ascendentes, es decir que sucesivamente van fusionando grupos desde el elemento individual hacia arriba.

Los histogramas, nos muestran las características de una variable que puede apreciarse visualmente, pudiéndose observar de este modo si la distribución de datos es simétrica alrededor de un eje central o si es asimétrica (positiva si la mayor concentración esta hacia la izquierda, y negativa si la concentración esta hacia la derecha).

En la Figura 9.1, se observa cual es la distribución de datos de cada una de las variables, en total se trabajó con 13 variables. Las variables horizonte\_A<sub>v</sub> (espesor),

CE, sedimento y mantillo tienen fuertes asimetrías positivas. No siendo muy apreciable las asimetrías de tipo negativas.



Figura 9.1. Distribución de datos de cada una de las variables.

De forma individual para cada una de las variables, se observa la distribución de los datos. Para todos aquellos casos en donde no hay distribución normal (Figura 9.2), se interpretan que las relaciones no son lineales y las correlaciones son engañosas. Para revertir esta situación y que sean de tipo normales, se hace una estandarización por medio de la aplicación del logaritmo más la suma de una constante a cada una de las variables (Figura 9.3). Para ello debemos conocer el coeficiente de asimetría y el rango de cada una de ellas. El rango es importante, ya que en general se cumple que la constante que se suma al logaritmo para la transformación no debe ser superior al rango inferior.

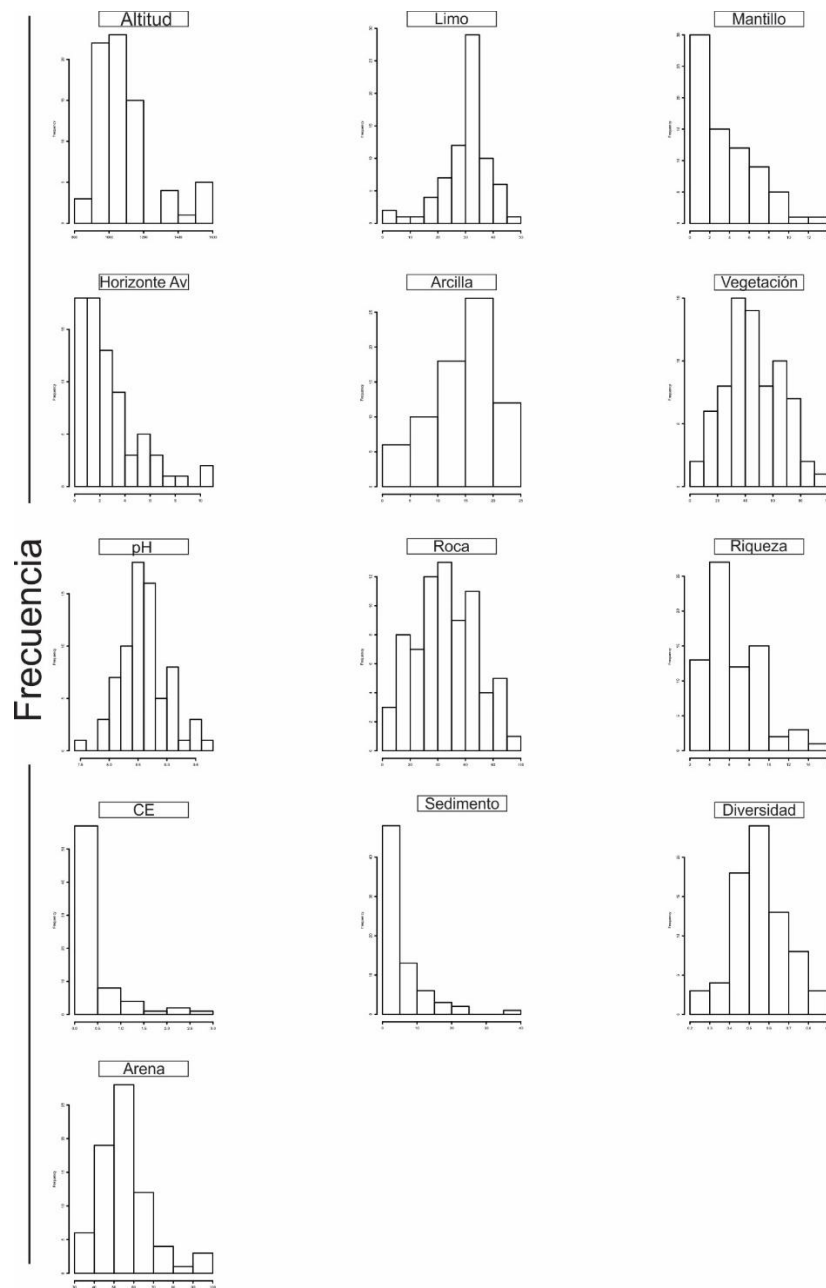


Figura 9.2. Histogramas de cada una de las variables, sin transformaciones logarítmicas.

Como vemos en la Figura 9.3, las asimetrías se redujeron al máximo, presentando una distribución normal para cada caso.

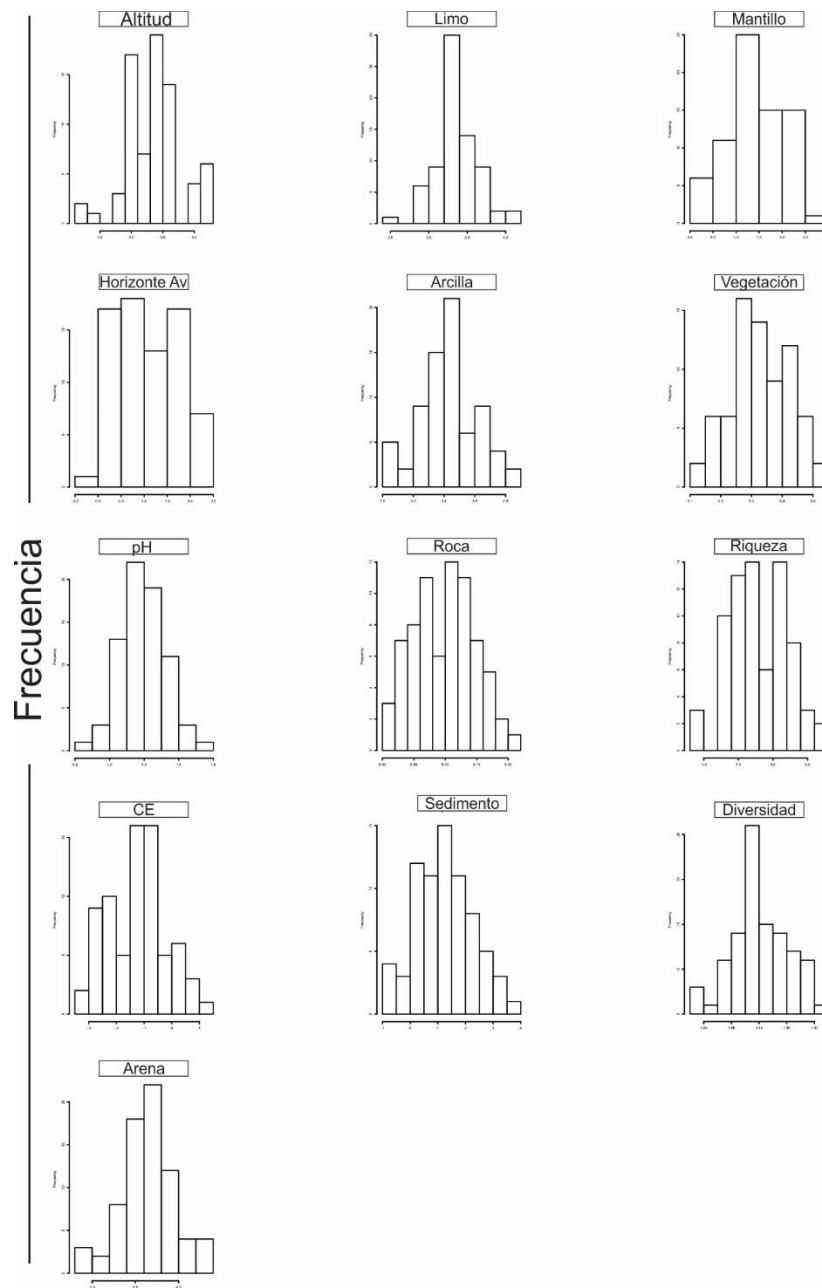


Figura 9.3. Histogramas de cada una de las variables, con transformaciones logarítmicas.

La Figura 9.4, muestra la redefinición del conjunto de las variables transformadas y las nuevas distribuciones de los datos.





Figura 9.4. Variables transformadas, con nueva distribución normal de datos.

Ya con las variables transformadas, debemos ver sus coeficientes de correlación (Tabla 9.1) y de este modo distinguir la asociación entre variables, es decir cuales tienen relación entre sí. En este caso vemos, que los valores de correlación

mayores a 0,5 marca dos grupos en donde se encuentran fuertemente relacionados por un lado el horizonte\_Av, arena, limo y arcilla y por el otro lado, roca y vegetación.

	Altitud	Horizonte_Av	pH	CE	Arena	Limo	Arcilla
Altitud	1	0.42	0.20	0.02	-0.331	-0.29	-0.26
Horizonte_Av	0.42	1	0.21	0.05	-0.65	-0.53	-0.69
pH	0.20	0.21	1	-0.35	-0.21	-0.16	-0.19
CE	0.02	0.05	-0.35	1	-0.05	-0.04	-0.08
Arena	-0.31	-0.65	-0.21	-0.05	1	0.91	0.85
Limo	-0.29	-0.53	-0.16	-0.04	0.91	1	0.59
Arcilla	-0.26	-0.69	-0.19	-0.08	0.85	0.59	1
Roca	-0.06	0.10	0.08	0.13	-0.10	-0.18	-0.04
Sedimento	-0.40	-0.38	-0.23	0.01	0.35	0.29	0.39
Mantillo	-0.16	-0.22	-0.02	-0.06	0.24	0.21	0.24
Vegetación	0.23	0.05	-0.02	-0.13	-0.07	0.01	-0.12
Riqueza	0.41	0.15	0.18	-0.18	-0.16	-0.19	-0.04
Diversidad	0.27	-0.09	-0.03	0.06	-0.04	-0.03	-0.01

	Roca	Sedimento	Mantillo	Vegetación	Riqueza	Diversidad
Altitud	-0.06	-0.40	-0.16	0.23	0.41	0.27
Horizonte_Av	0.10	-0.38	-0.22	0.05	0.15	-0.09
pH	0.08	-0.23	-0.02	-0.02	0.18	-0.03
CE	0.13	0.001	-0.06	-0.13	-0.18	0.06
Arena	-0.10	0.35	0.24	-0.07	-0.16	-0.04
Limo	-0.18	0.29	0.21	0.01	-0.19	-0.03
Arcilla	-0.04	0.39	0.24	-0.12	-0.04	-0.01
Roca	1	-0.30	-0.33	-0.93	-0.30	0.03
Sedimento	-0.30	1	0.37	0.01	-0.17	-0.06
Mantillo	-0.33	0.37	1	0.12	0.04	-0.09
Vegetación	-0.93	0.01	0.12	1	0.34	-0.03
Riqueza	-0.30	-0.17	0.04	0.34	1	0.44
Diversidad	0.03	-0.06	-0.09	-0.03	0.44	1

Tabla 9.1. Correlación entre variables transformadas. Valor 1, indica correlación perfecta y 0, representa la independencia entre variables.

Es importante resaltar el hecho de que el concepto de mayor información se relaciona con el de mayor variabilidad o varianza. Cuanto mayor sea la variabilidad de los datos (varianza) se considera que existe mayor información. Es por ello, que se analizó la desviación estándar, obteniendo durante el análisis de componentes principales los siguientes resultados:

Standard deviations:

[1] 1.97194400 1.53833819 1.23488322 1.15886527

[5] 0.99041592 0.87501407 0.73800883 0.71168711

[9] 0.68604110 0.63985065 0.42714994 0.11646263

[13] 0.05688973

Los datos de varianza explicada son muy importantes para saber cuántos componentes principales vamos a utilizar en nuestro análisis. No hay una regla definida sobre el número que se debe utilizar, con lo cual deberemos decidir en función del número de variables iniciales (hay que recordar que se trata de reducirlas en la medida de lo posible) y de la proporción de varianza explicada acumulada. En este caso, parece razonable quedarse con los 4 primeros componentes principales (Figura 9.5), ya que con ellos se explica el 71,3 % de la varianza de los datos.

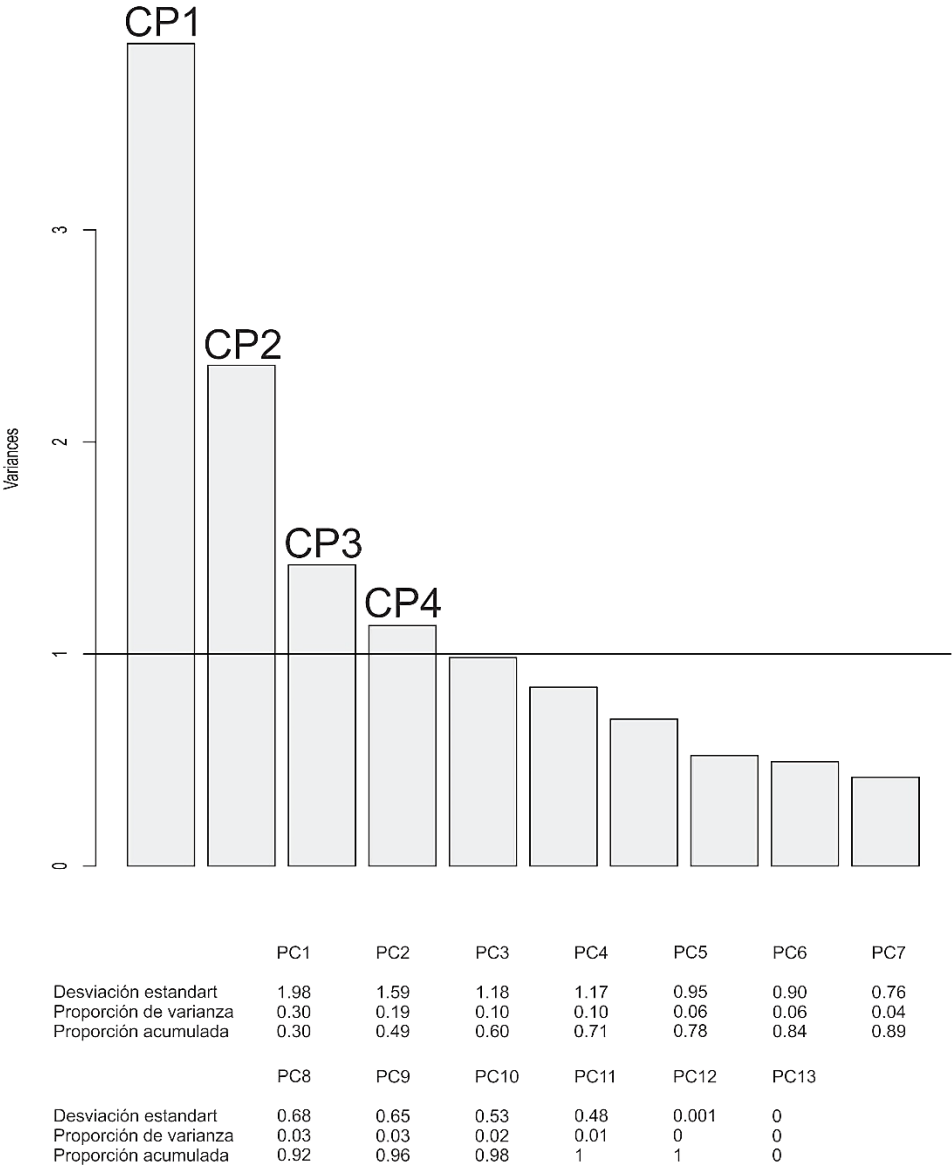


Figura 9.5. Varianza de cada una de las componentes principales.

Finalmente, del análisis realizado se obtienen las correlaciones de cada componente principal con cada variable. Los coeficientes de combinaciones lineales de las variables continuas dados en la Tabla 9.2, se deben multiplicar con sus correspondientes desviaciones estándar y de este modo fijar cada variable con alguna de las cuatro componentes principales definidas.

	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6	PC7
Altitud	-0.28	-0.21	0.30	-0.11	-0.22	-0.42	-0.13
Horizonte_Av	-0.40	0.01	-0.17	0.02	-0.07	-0.25	-0.09
pH	-0.17	-0.05	0.17	0.62	0.07	-0.22	0.64
CE	-0.01	0.19	-0.12	-0.65	-0.06	-0.42	0.39
Arena	0.45	-0.01	0.22	0.04	-0.26	-0.15	-0.01
Limo	0.40	-0.04	0.14	0.04	-0.35	-0.17	0.22
Arcilla	0.41	-0.01	0.26	0.04	-0.03	-0.07	-0.24
Roca	-0.09	0.58	0.25	0.08	0.10	-0.08	-0.15
Sedimento	0.30	-0.08	-0.24	-0.07	0.47	0.14	0.23
Mantillo	0.20	-0.22	-0.18	0.09	0.51	-0.61	-0.21
Vegetación	-0.03	-0.57	-0.22	-0.07	-0.28	0.13	0.10
Riqueza	-0.15	-0.40	0.40	-0.04	0.20	0.01	-0.23
Diversidad	-0.06	-0.11	0.56	-0.35	0.33	0.21	0.29

	PC8	PC9	PC10	PC11	PC12	PC13
Altitud	-0.48	0.06	-0.47	-0.23	-0.03	0.00
Horizonte_Av	-0.22	0.48	0.46	0.47	0.01	-0.01
pH	-0.04	-0.23	0.04	0.08	0.01	0.01
CE	0.03	-0.35	0.20	0.01	0.01	-0.01
Arena	-0.04	0.10	0.14	0.08	0.09	0.77
Limo	0.13	0.45	0.18	-0.30	0.00	-0.50
Arcilla	-0.28	-0.36	0.02	0.56	-0.05	-0.38
Roca	-0.01	0.01	0.01	-0.10	0.71	-0.07
Sedimento	-0.66	0.15	0.08	-0.17	0.15	0.01
Mantillo	0.35	0.10	-0.16	0.03	0.08	-0.01
Vegetación	0.08	-0.10	-0.09	0.17	0.66	-0.05
Riqueza	0.01	-0.23	0.61	-0.34	0.03	-0.01
Diversidad	0.19	0.34	-0.18	0.32	0.01	0.01

Tabla 9.2. Correlación de componentes principales con cada variable.

La Tabla 9.3, muestra los resultados de multiplicar los coeficientes de las 4 componentes principales con las desviaciones estándar principales superiores a la unidad.

	PC1	PC2	PC3	PC4
Altitud	-0.55	-0.32	0.36	-0.12
Horizonte_Av	-0.78	0.08	-0.2	0.02
pH	-0.33	-0.07	0.2	0.71
CE	-0.01	0.29	-0.14	-0.74
Arena	0.88	-0.01	0.27	0.04
Limo	0.78	-0.06	0.17	0.04
Arcilla	0.86	-0.01	0.31	0.04
Roca	-0.17	0.83	0.30	0.09
Sedimento	0.59	-0.12	-0.29	-0.08
Mantillo	0.39	-0.33	-0.22	0.10
Vegetación	-0.05	-0.87	-0.27	-0.08
Riqueza	-0.29	-0.61	0.49	-0.04
Diversidad	-0.11	-0.16	0.68	-0.4

Tabla 9.3. Asignación de variables a cada componente principal. Los valores resaltados con verde indican la pertenencia de una variable a una componente principal.

Los valores de los coeficientes (Tabla 9.3) deben tener valores superiores al 0,5 para ser asignadas a alguna componente. En este caso, dentro de la componente principal 1, las variables que se encuentran correlacionadas son: altitud, horizonte\_Av, arena, limo, arcilla y sedimento (entre el PD). Todas ellas son variables que tienen que ver con características geológicas. Las variables vinculadas con el desarrollo de la flora en superficie se ubican en la componente principal 2 y 3. Por último, las propiedades químicas como el pH y la CE se encuentran formando parte de la componente principal 4.

La Figura 9.6, representa el gráfico en dos dimensiones de PC1 y PC2, donde podemos ver la variabilidad de las observaciones, y si existe alguna que ofrezca un valor extrañamente alto o bajo en cada eje. Se aclara que para la determinación de las componentes principales no se tienen en cuenta los valores negativos de los coeficientes de correlación, por lo tanto, solo se considera la dirección de los vectores y no el sentido. Los valores de la variabilidad en cada componente que se aproximan a 0,3 o -0,3, indican que la variable afecta considerablemente a la componente. El horizonte\_Av, altitud, arcilla, limo y arena presentan gran variabilidad en el eje horizontal (CP1). Por otro lado la roca, riqueza y vegetación no tienen grandes variabilidades en CP1, pero si en CP2.



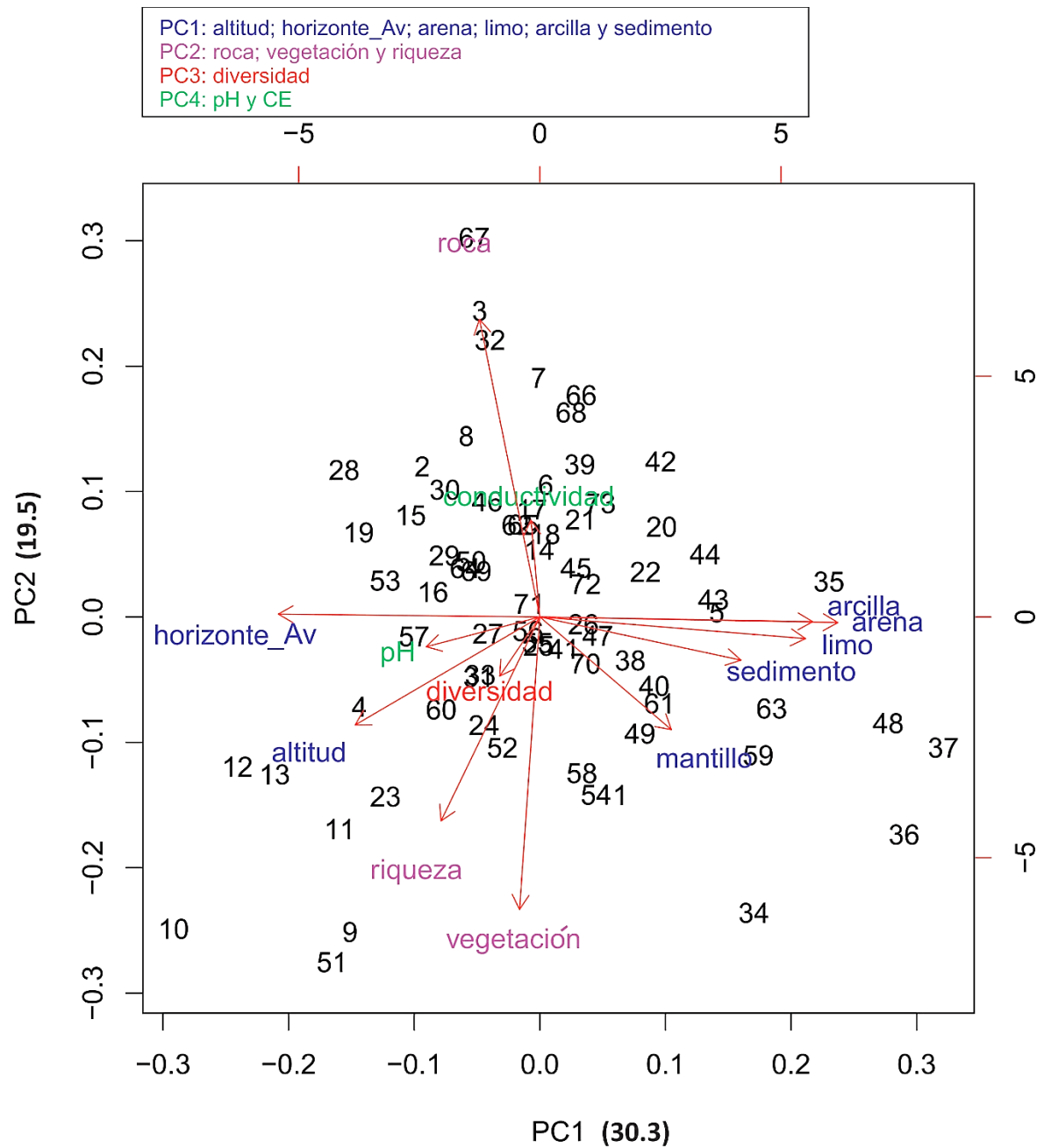


Figura 9.6. Gráfico de dos dimensiones en donde se observan las componentes principales 1 y 2.

### 9.1.2. Análisis de Clúster

El análisis clúster es un conjunto de técnicas multivariantes utilizadas para clasificar a un conjunto de individuos en grupos homogéneos. Con este tipo de análisis se pretende encontrar un conjunto de grupos a los que ir asignando los distintos individuos por algún criterio de homogeneidad. Por lo tanto, se hace imprescindible definir una medida de similitud o bien de divergencia para ir clasificando a los individuos en unos u otros grupos.

Para llevar a cabo este análisis se deben seleccionar las variables que se quieren considerar para la evaluación de las disimilitudes, en este estudio, no se consideraron puntualmente todas las variables utilizadas sino, las 4 componentes principales anteriormente establecidas.

La distancia para evaluar o cuantificar la similitud entre pares de objetos cuantitativos en RStudio disponible son la: “euclidean” y “manhattan”. En este caso se utilizó la medida de distancia euclidiana.

El dendrograma es una herramienta visual que puede ayudar a decidir el número de grupos que podrían representar mejor la estructura de los datos teniendo en cuenta la forma en que se van anidando los clústeres y la medida de similitud a la cual lo hacen. Cortando el gráfico con un segmento perpendicular a las ramas se obtiene una partición con un número de grupos igual a las ramas “cortadas”. El número de clúster o clases en que deseamos agrupar los datos nos llevará a “cortar” el dendrograma del ejemplo verticalmente y ver a qué nivel de similitud se da dicho agrupamiento. En la Figura 9.7, se puede apreciar un salto importante en la longitud de las líneas verticales que definen los grupos en 4. Cuando se observa en la escala vertical un amplio rango sin existencia de agrupamiento puede ser un indicio de que los clústeres se encuentran separados a esos niveles de similaridad.

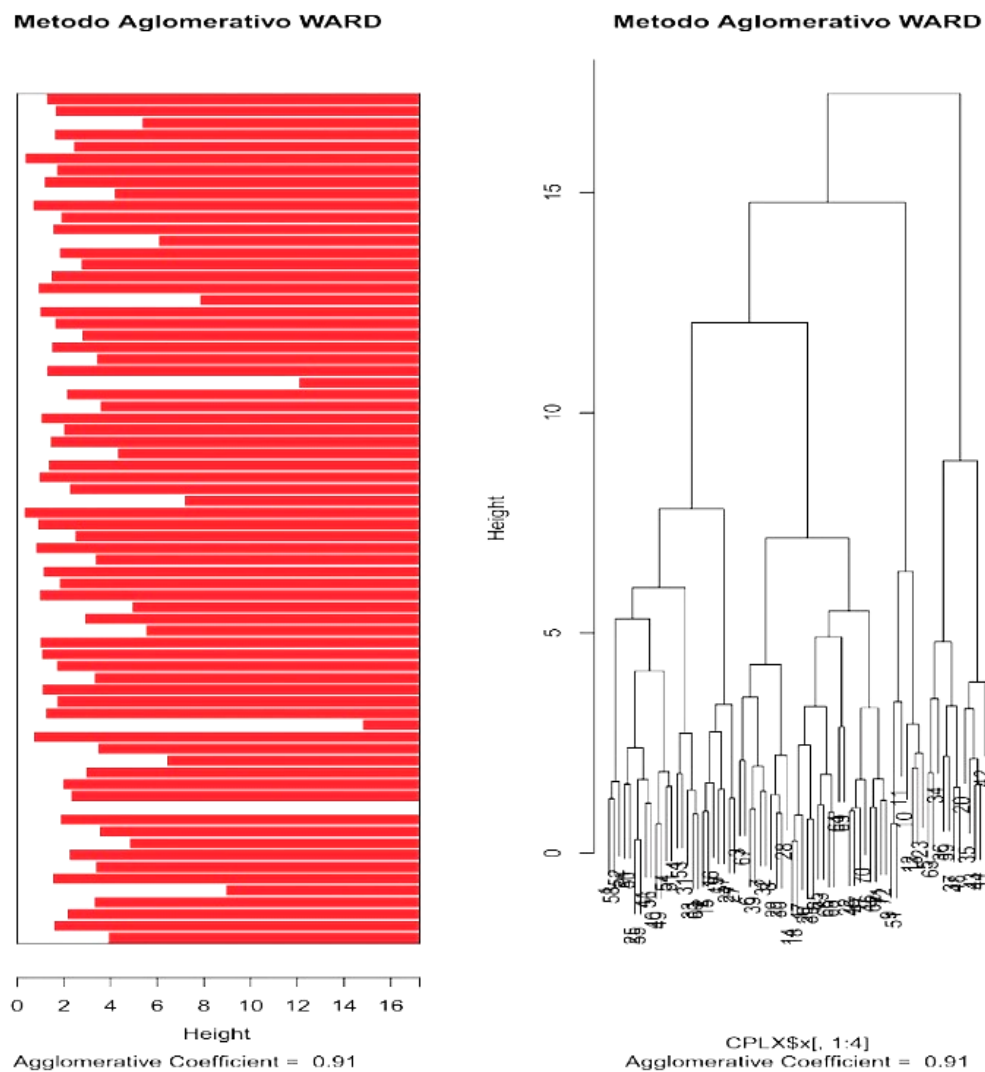


Figura 9.7. Análisis de clúster representado por dos tipos de gráficos del método aglomerativo.

### 9.1.3. Análisis de Vegetación

#### *Cobertura de la vegetación*

La distribución de las asociaciones vegetales a lo largo de los gradientes regionales muestra que, desde el punto de vista de su vegetación, las unidades de paisaje definidas presentan algunas diferencias (Figura 9.8). Estas diferencias se definen principalmente por la cobertura, la riqueza de especies y la diversidad.

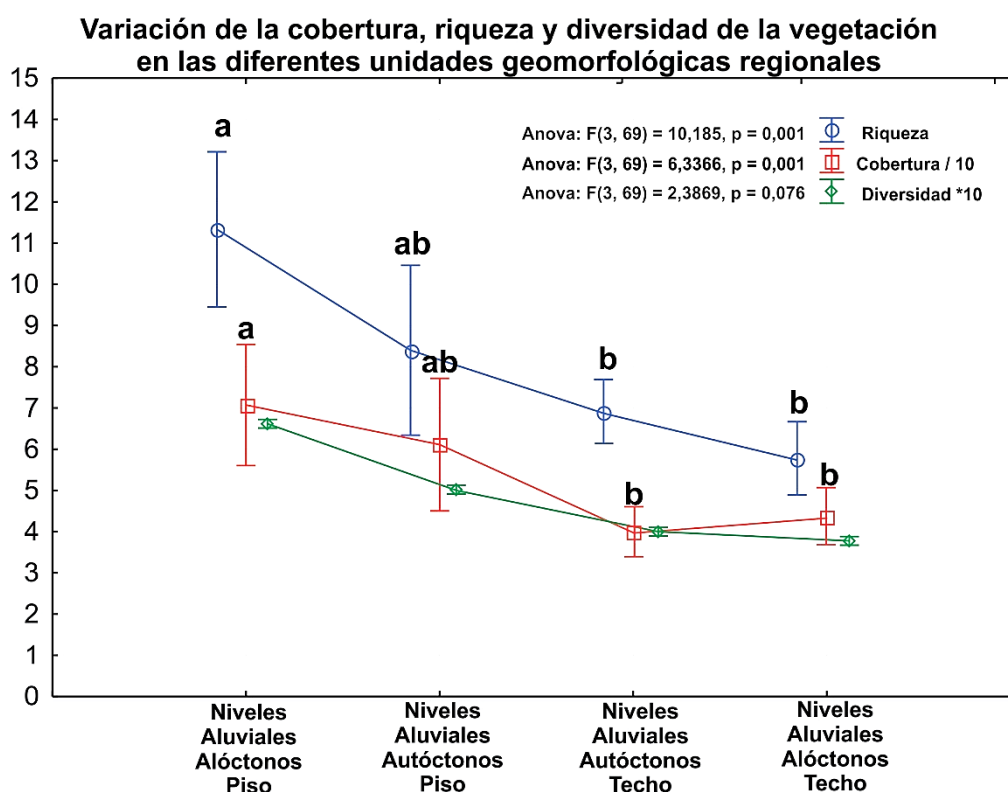


Figura 9.8. Variación de la cobertura, riqueza y diversidad de la vegetación en las UGs determinadas. Los niveles aluviales alóctonos de piso poseen los mayores valores.

En referencia a la cobertura de la vegetación en las diferentes UGs, el análisis de la varianza muestra las diferencias significativas entre algunas UGs (ANOVA:  $F(3, 69) = 6,336$ ,  $p = 0,001$ ); (Figura 9.8).

Las especies con mayor cobertura son *Bulnesia retama* (Retamo), *Larrea cuneifolia* (Jarilla), *Zuccagnia punctata* (falsa jarilla), *Larrea divaricata* (Jarilla), *Deuterocohnia longipetala* (Chaguar), *Tephrocactus aoracanthus* (Cactus) y *Propospis flexuosa* (Algarrobo). (ANOVA:  $F(10, 62) = 3,055$ ,  $p = 0,003$ ). En un análisis más detallado, *Larrea cuneifolia* (jarilla), es la especie con mayor cobertura en los niveles de abanicos aluviales alóctonos de piso del 34.44 %, y en los niveles aluviales alóctonos y autóctonos de techo 48.78 % y 54.15 % respectivamente. Mientras que la arbustiva *Bulnesia retama*, en los niveles autóctonos de piso es de 8.23 %.

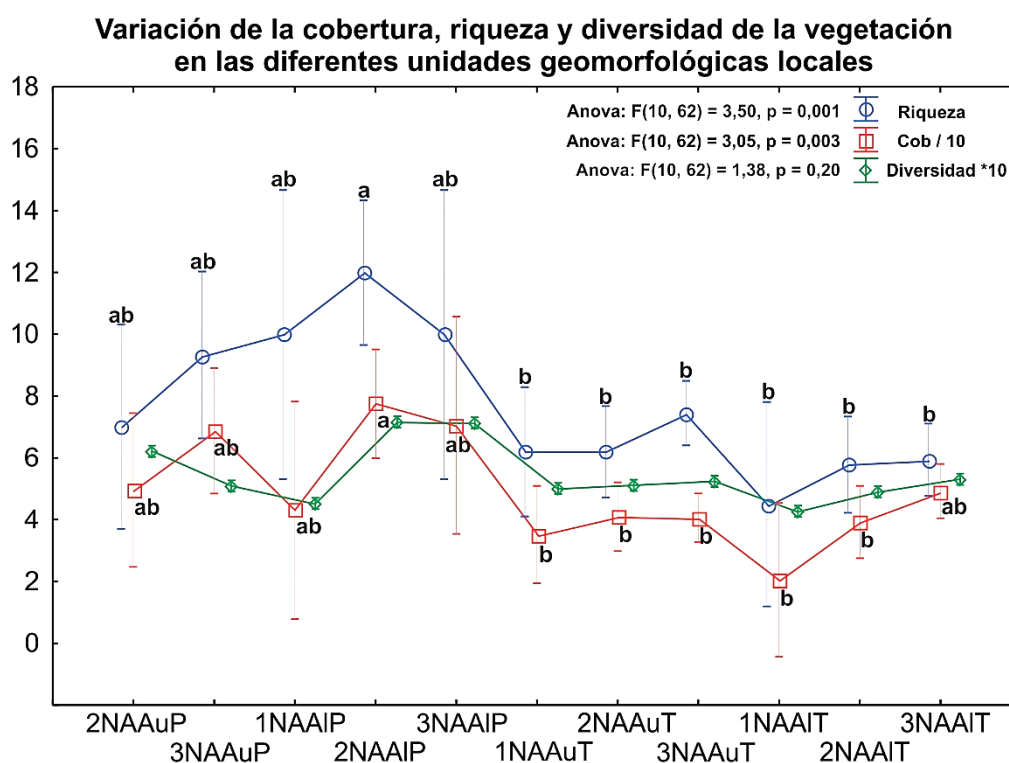


Figura 9.9. Análisis de la varianza de la cobertura de la vegetación por UG. EL 2NAAIP, es la unidad que mayores diferencias presenta respecto a todas las demás. Letras diferentes indican diferencias significativas.

### *Riqueza y diversidad*

Al analizar la contribución de la diversidad local (total de los 73 sitios de muestreo en 4 niveles aluviales) se detectó que cada unidad contribuye de manera considerable a la diversidad local, al contener varias especies exclusivas. Esto significa que la diversidad regional está repartida en todos los sitios y está justificado por la no diferencia significativa en la diversidad mediante análisis de la varianza (ANOVA=  $F(10; 62) = 1,386$ ;  $p = 0,20$ ).

Por otro lado, el número de especies, representados en este trabajo por la riqueza, muestra diferencias entre el 2NAAIP respecto de las demás (ANOVA=  $F(10; 62) = 3,509$ ;  $p = 0,001$ ) (Figura 9.9).



## CAPÍTULO X: DISCUSIÓN

### 10.1. Análisis hipsométrico de la cuenca de Matagusanos y las subcuencas que la conforman.

Las formas de las curvas hipsométricas de las subcuencas de Matagusanos, indican que se encuentran en etapa de madurez avanzada, con excepción de la subcuenca 9 ( $Hi = 54$ ). La etapa en la que se encuentran se debe a la eliminación masiva de roca, debido a la influencia tectónica, litología y procesos de rejuvenecimientos erosivos. La curva de la subcuenca 5, tiene forma cóncava hacia arriba, es un paisaje altamente erosionado con un valor de la integral de 37 (en etapa de senectud), vinculada principalmente con la falla Villicum-Zonda (Figura 10.1).

Los arroyos de las subcuencas que drenan desde la sierra de Villicum, localizados en el norte y sur de Matagusanos, presentan los mayores valores de integrales hipsométricas ( $Hi = 45$ , madurez) y los menores valores en el sector central (Subcca 5,  $Hi = 37$ , senectud). Lo contrario sucede con las subcuencas que drenan desde el oeste hacia el semibolsón de Matagusanos, en donde los valores bajos son de aquellas localizadas sobre los extremos norte y sur ( $Hi = 40$ , senectud) y los valores elevados son de la subcuenca 9 ( $Hi = 53$ , madurez), perteneciente al sector central (Figura 10.1).

Los valores altos de la integral de Strahler, indicarían que la tectónica activa conduce a un rejuvenecimiento continuo. Estas subcuencas hidrográficas relativamente jóvenes o comenzando una etapa de madurez, son más dinámicas y activas por procesos erosivos, como resultado de la acción neotectónica. Además, las tasas de erosión lenta a medida que envejecen, tal como lo señalan Ritter *et al.* (2011), pueden incrementarse por tormentas de lluvias intensas propias del clima que caracteriza el área bajo estudio. Los cambios bruscos de dirección de las corrientes hídricas, se relacionan con las direcciones de las fallas y debilidad litológica, ocasionando incisión fluvial.

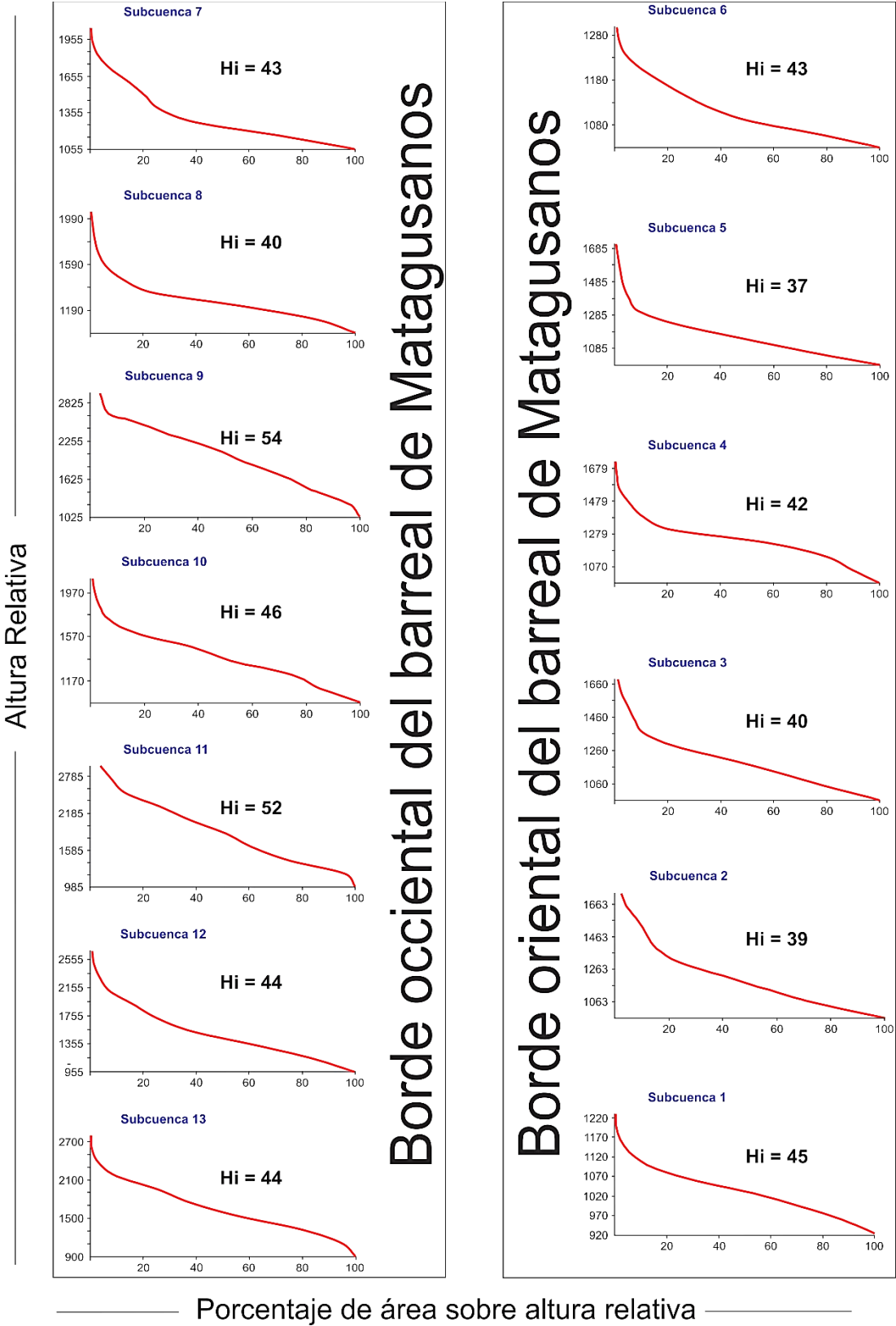


Figura 10.1. Curvas hipsométricas de las subcuencas de Matagusanos.

El bajo valor de la integral de Strahler de la subcuenca 5 ( $Hi = 37$ ) y la forma cóncava de la curva hipsométrica, podría interpretarse como una subcuenca antigua, con paisajes altamente erosionados debido a su ubicación en una zona con tectónica activa. Además, también se encuentran diseccionadas por sistemas de fallamientos modernos, que erosionan y movilizan masas de rocas carbonáticas y areniscas hacia tramos inferiores de los cauces de la red de drenaje.

En términos generales las subcuencas localizadas hacia el borde occidental del semibolsón de Matagusanos, tienen mayores valores de  $Hi$  (Figura 10.1), comparándolas con aquellas que se localizan hacia el borde oriental. Esto estaría vinculado a la tectónica activa que levanta y expone en superficie, mayor cantidad de masa rocosa disponible para erosionar, lo cual se ve claramente reflejado por el área de afloramientos rosados neógenos expuestos producto de erosión retrocedente y vertical, tal como ha sido señalado en estudios previos (Figura 10.2) (Ocaña *et al.*, 2016; Suvires *et al.*, 2016a; Suvires *et al.*, 2016b).

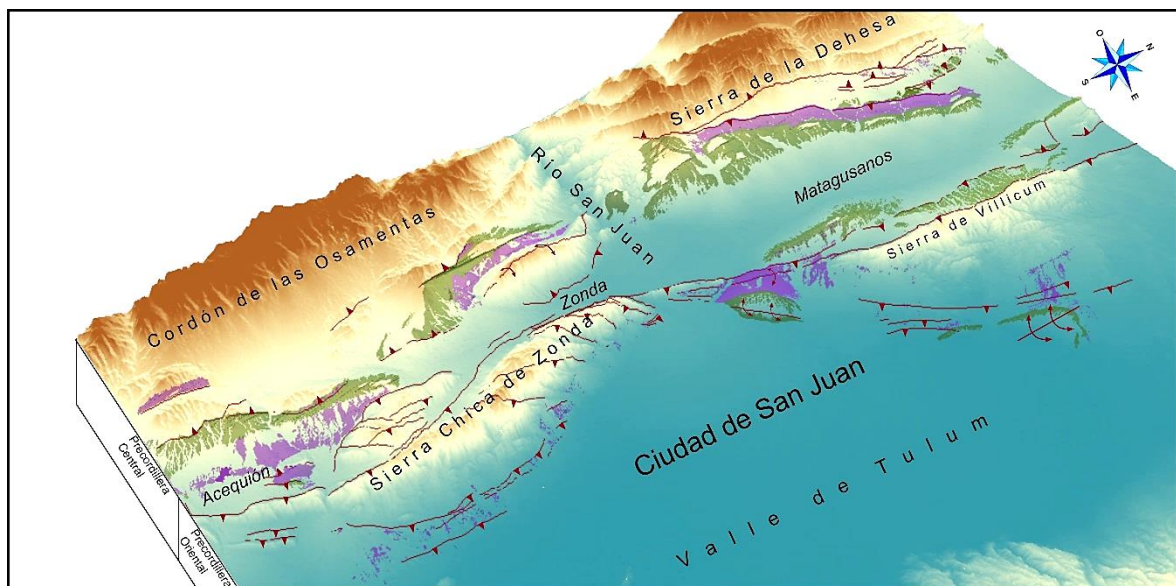


Figura 10.2. Exposición en superficie de depósitos Neógenos con mayor frecuencia en el ámbito de Precordillera Oriental.

## 10.2. Evolución geomorfológica cuaternaria de la cuenca Matagusanos.

Múltiples autores clasifican el relieve, considerando la génesis de los depósitos, dinámica, cronología, entre otras características (Verstappen y Van Zuidam, 1968; Van Zuidam, 1976; Van Zuidam, 1977; Gutiérrez Elorza, 2001; Lucía Vela *et al.*, 2008). Sin embargo, estas situaciones evolutivas propias de zonas con tectónica activa, que modifican constantemente el relieve y el drenaje, sumado a la falta de correlaciones absolutas entre distintos niveles aluviales, motivaron la aplicación de una metodología que no solo tiene presente aspectos genéticos, cronológicos, dinámicos y métricos, sino que incorporan una fuerte componente tectónica para clasificar el relieve, teniendo en cuenta los bloques estructurales propios de Precordillera Oriental. Esto fue sumamente útil con las UGs de edad cuaternaria que no denotan características que permitan correlacionarlas con mayor precisión en distintos puntos de la cuenca de Matagusanos.

El sistema de fallamiento instalado en las lomas el Salto, ocurrió en tiempos cuaternarios, exponiendo rocas de edad paleozoicas mediante las fallas del borde oriental de las sierras de la Dehesa-Talacasto (Rolleri, 1969; Baldi y Chebli, 1969) y la falla Oriental de las lomas el Salto (Paredes y Perucca, 2000). Producto de estos cambios y del origen de *knickpoints* en el límite montañoso-pedemontano, comienza paulatinamente la erosión del relieve neógeno y la instauración de los primeros niveles de abanicos aluviales suprayacentes a las sedimentitas neógenas, generando el primer nivel de glacis cubierto (1NG), conservado actualmente en el sector superior de las lomas de la Dehesa.

Paredes *et al.* (1997), dataron niveles de travertino en el sistema de fallamiento Los Blanquitos, ubicado en el borde oriental de las lomas de la Dehesa y le asignaron una edad de  $28422 \pm 1335$  años por medio de  $^{14}\text{C}$  (Pleistoceno tardío), posteriormente Paredes y Perucca (2000); por el mismo método dataron unas concreciones de travertinos, asignándole una edad de  $16575 \pm 300$  años (Pleistoceno tardío) a unos depósitos cuaternarios ubicados en unas zonas elevadas, cercanas a las lomas el Salto. Estos depósitos se encuentran por debajo del nivel aluvial más nuevo, que se distribuye cubriendo la mayor superficie en la



región. Presumiblemente fue depositado en el holoceno medio en los pies de los frentes montañosos o trasladados a otros sectores de la cuenca (Figura 10.3). Es probable que, desde el holoceno medio, ya habrían comenzado a depositarse los primeros niveles de abanicos aluviales sobre las rocas neógenas, actuando desde entonces los procesos erosivos o de acumulación sobre ellos.

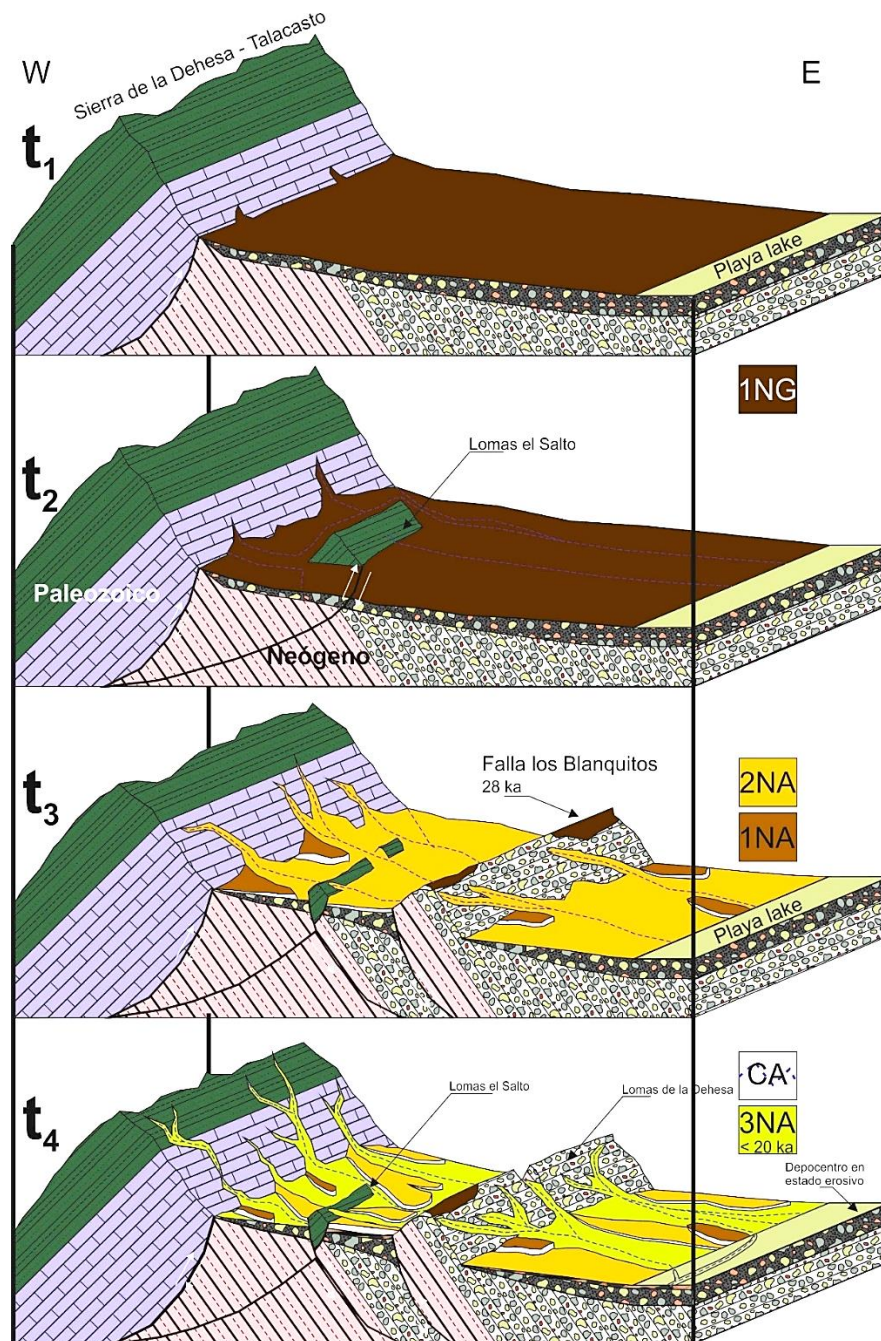


Figura 10.3. Evolución del borde occidental de la cuenca de Matagusanos desde el Neógeno.



### 10.3. Características de los suelos áridos de Matagusanos

Pereyra (2003), trabajó con los suelos vinculados a depósitos de edad cuaternaria en el sur de la sierra de Pie de Palo. Suvires (2004), describe el mecanismo estructural por el cual distintos órdenes de suelos se vinculan en superficie en el valle de Tulum. Todos estos suelos pertenecen al orden Aridisol, con acumulación principalmente de carbonatos o sulfatos en algunos de sus horizontes. En este trabajo, los suelos se encuentran desarrollados sobre niveles de abanicos aluviales pedemontanos y en este caso las estructuras vesiculares, se asocian con suelos poco desarrollados del orden Entisol. Aunque se han encontrado en varios perfiles, horizontes puramente yesosos.

El clima árido en los desiertos favorece la depositación de yeso, que se acumula en las zonas superiores de depósitos elevados, respecto a la red de canales. En general la mayor concentración se produce en las superficies geomórficas más antiguas, siempre y cuando se disponga de un área fuente y precipitaciones menores a los 250 mm/año. Sin embargo, la distribución geográfica también se ve afectada por la susceptibilidad del yeso a disolverse en agua meteórica y posterior movilidad. El clima, tectónica, hidrología y la erosión son claves para la formación y preservación de este mineral. Sobre la porción superior del primer nivel de glaciares cubierto, se desarrolla una capa rica en yeso con carbonatos que cementan el depósito (Figura 10.4). Sin embargo, estos procesos de diagénesis se van atenuando sobre los niveles aluviales pedemontanos más modernos. Esto indicaría que al menos desde el principio del Holoceno la aridificación fue predominante. Gambier y Michieli (1999), a través de estudios arqueológicos, proponen que desde el principio del Holoceno hasta la actualidad el clima de la región fue árido.

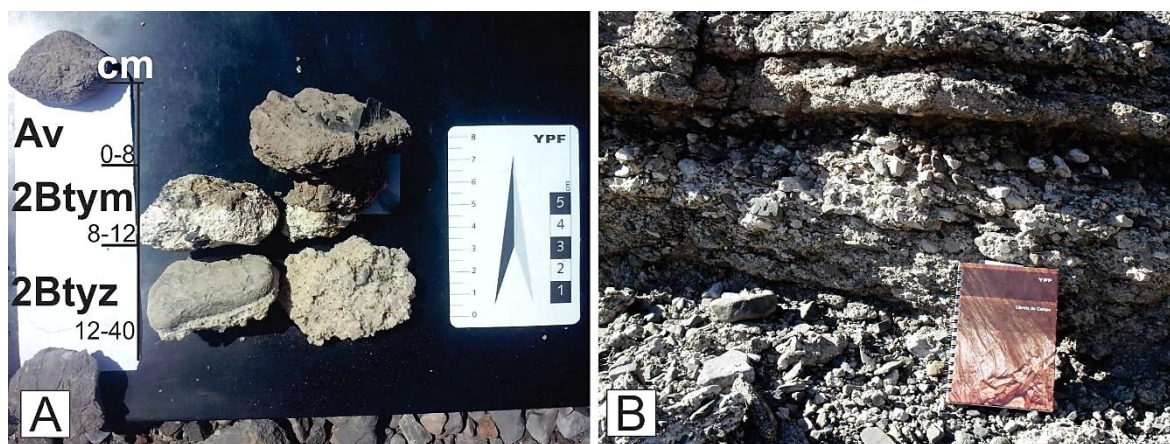


Figura 10.4. A: perfil de suelo con los principales horizontes. Los horizontes con presencia de yeso se caracterizan por ser de tipo pulverulento y el horizonte inferior por medio de cristales de yeso. Siempre asociados a fragmentos rocosos (*Pendants*). B: Nivel de glacis cubierto, depósito de edad Cuaternaria cementado.

Los resultados geoquímicos para algunos elementos muestran acumulaciones levemente mayores, para las geoformas de edad relativa joven, algunos de estos elementos son el Zn, Na, Li, Fe, Cu, Ba y Al. Esto estaría vinculado a la movilidad catiónica y la ubicación de los depósitos en el paisaje, las geoformas más elevadas tienen menos concentración, con la movilidad de estos elementos hacia los depósitos jóvenes que se encuentran en sitios relativamente bajos. Las mayores concentraciones de Fe, Mg, Mn, Na y P se encuentran en el bloque de techo y por otro lado las mayores concentraciones de Cu y Li, se localizan en el bloque de piso (cuenca Campo Ciénaga Redonda). Probablemente estén controladas por la exposición de formaciones rocosas mediante tectónica. Sin embargo, no existen datos geoquímicos de sedimentos o rocas con quien comparar los resultados aquí obtenidos, para obtener un modelo de dispersión geoquímica y procedencia de algunos de los elementos detectados.

Los  $A_v$ , varían con la edad de la superficie geomorfológica sobre la que se desarrollan (McDonald, 1994; Sarmst *et al.*, 2017). Se han encontrado espesores superiores a 10 cm en las unidades más antiguas y valores mínimos o inexistentes sobre las unidades más jóvenes. Como resultado del análisis de las muestras, se establecen los porcentajes texturales de los  $A_v$ : franca (46,5 %), franca arenosa

(45,2 %), arenosa (4,1 %), areno francosa (2,73 %) y franca arcillo limosa (1,36 %). La mayor cantidad de las muestras clasificadas, solo algunas son arenosas, mostrando una tendencia ascendente hacia las francas. Sin embargo, estas tendencias no siempre se cumplen, debido a que en algunos trabajos las tendencias van desde las texturas limosas hasta las francas como lo observado por Peterson (1980); Turk y Graham (2011).

Los  $A_v$  están formados por el material desagregado del suelo, causado por los procesos de erosión del suelo y el trabajo en el sistema de montículo-intermontículo (Rostagno y del Valle, 1988). Bouza *et al.* (1993) estudiaron las propiedades (micromorfológicas, físicas y químicas) y factores que controlan la formación de  $A_v$  en tres Aridisoles de la Patagonia. En los *peds* de  $A_v$  fueron identificadas dos partes: una superior y una inferior.

La capa superior se encuentra inmediatamente debajo del PD, contiene abundantes vesículas grandes, con formas equidimensionales, paredes lisas y curvas con disposición achatada paralelas a la superficie. Poseen un empaquetamiento débil de los granos debido a la presión ocasionada sobre los materiales, por el aire atrapado en la matriz del suelo que casi no incluyen arcilla o limo, esto fue observado mediante un microscopio electrónico de barrido.

La capa inferior tiene paredes subcirculares, recubiertas de arcillas, en general más ricas en finos, compactas, vesículas pequeñas y achatadas. Estos autores indicaron que los  $A_v$  están compuestos por partículas desagregadas que probablemente provienen del transporte lateral y la sedimentación posterior y por la translocación vertical (microerosión por impacto de gotas de lluvia) de las partículas finas a la capa inferior. La infiltración se reduce además de la compactación y el sellado de los espacios entre los poros por las arcillas. La infiltración está relacionada con los incrementos de la resistencia hidráulica en la corteza y el grado de compactación. Además, los valores de sodio en la solución del suelo y en el complejo de intercambio, también afectan la capacidad de infiltración (Shainberg y Letey, 1984).

Las capas vesiculares muestran valores importantes de limo, lo que ocasiona una disminución de la permeabilidad y la cohesión, pero también ayuda a la compactación. Las relaciones entre limo y arcilla muestran la inestabilidad de la estructura. La desagregación también se atribuye al incremento de la presión, debido al aire atrapado dentro de los poros de los agregados (Kemper *et al.*, 1985). Cuando la presión es mayor que la cohesión, los poros explotan, el agregado se destruye y se produce la dispersión de los coloides. Evidentemente, el efecto de una dispersión química es más intenso cuando el agua se acumula en la superficie debido al drenaje imperfecto externo y la permeabilidad insuficiente del suelo.

El material fino alrededor de las vesículas probablemente esté relacionado con la presión ejercida, por expansión de los poros y la succión matricial del agua, cuando la superficie del suelo comienza a secarse (ciclos de humectación y secado).

Un factor relacionado con el gradiente térmico y el desarrollo de las vesículas es el porcentaje de grava que cubre el área muestreada. Esto proporciona protección contra los factores observados al retener la humedad del suelo y reducir el tamaño de las vesículas. Otra diferencia observada entre las capas es el grado de compactación entre ellas, que es mayor en la capa inferior debido al material fino.

Por otro lado, Ocaña y Suvires (2018a), estudiaron suelos desarrollados sobre distintas superficies geomórficas, basándose principalmente en algunas propiedades micromorfométricas de los  $A_v$  y la profundidad de infiltración en piedemontes del sector central de la provincia de San Juan. 3 perfiles tipo fueron realizados sobre Entisoles y 1 sobre un Aridisol. El espesor de los  $A_v$  está en relación directa con la edad de la superficie geomórfica, siendo la más antigua la correspondiente al Aridisol y en donde no se encontró el  $A_v$ .

El limo es predominante en los Entisoles con porcentajes que en ocasiones superan el 60 % y hasta un 20 % de arcillas, sin embargo en el Aridisol, las arenas superan el 90 %. Las propiedades morfométricas de las vesículas, mediante observaciones en vista superior de los *peds*, mostraron para la superficie geomórfica más antigua, valores bajos de circularidad (0,58), área vesicular y relación vesícula/área total (0,25) e infiltración (1 cm) y mayores concentraciones de arcillas (20 %). En cambio,

para la superficie más joven aumenta el área vesicular (0,52 mm), porcentaje de arenas (38 %), infiltración (2 cm) y la relación vesícula/área total disminuye (0,16) Entisoles. El tamaño de las vesículas y su forma, podrían ser utilizados como un indicador de campo de datación relativa para los niveles de abanicos aluviales.

Mediante programas de edición de imágenes, se observa que en las muestras de  $A_v$  desarrolladas sobre superficies geomorfológicas antiguas, las paredes de las vesículas son recubiertas por material fino (Figura 7.5), esto le da mayor protección y estabilidad frente al colapso.

Como se ha demostrado en numerosos trabajos previos, el desarrollo de suelos áridos está en relación directa con la edad de las superficies geomorfológicas sobre la cual se desarrollan (McFadden *et al.*, 1986, McFadden *et al.*, 1989, Well), y en donde el polvo eólico y la infiltración de agua son determinantes incisivos en la pedogénesis (Brown y Dunkerley, 1996; Bouza *et al.*, 1993). Los suelos también pueden desarrollarse sobre sectores montañosos (Blank *et al.*, 1996) y dependen fundamentalmente de las características del paisaje (Hirmas, 2008). En estos sectores las elevaciones montañosas actúan como barreras, depositando gran parte de la carga transportada (Pelletier y Cook, 2005). Hirmas y Graham (2011), comprobaron que, en un sector montañoso del desierto de Mojave, los sedimentos y sales transportados están en correlación directa con el viento, comportándose como trampas de sedimento en los lados de barlovento y se desarrollan suelos más concentrados en carbonatos. Los sedimentos son transportados principalmente desde un playa lake cercano.

Mediante los espesores de los  $A_v$  se realizó un *krigeado* para obtener un mapa con los espesores de  $A_v$  interpolados para los depósitos de piedemonte (Figura 10.5). Los mayores espesores se encuentran a sotavento, considerando que la dirección predominante del viento es del sur-sureste, al menos desde el holoceno. Las mayores concentraciones de materiales finos (limo-arcilla) se encuentran en el bloque de piso, detrás de las lomas de la Dehesa con porcentajes que ronda el 60 % en el 2NAAIP. Sin embargo, las UG fluviales o poligenéticas más antiguas sobre las cuales se desarrollan los suelos, en sus principios pudieron tener un aporte



eólico desde el suroeste-oeste (estadio isotópico 4; 60 000 - 47 700 años AP) y luego desde el noreste-este (estadio isotópico 3; 36 000 - 15 000 años AP), para finalmente tener una disposición desde el sur-sureste (Tripaldi, 2002).

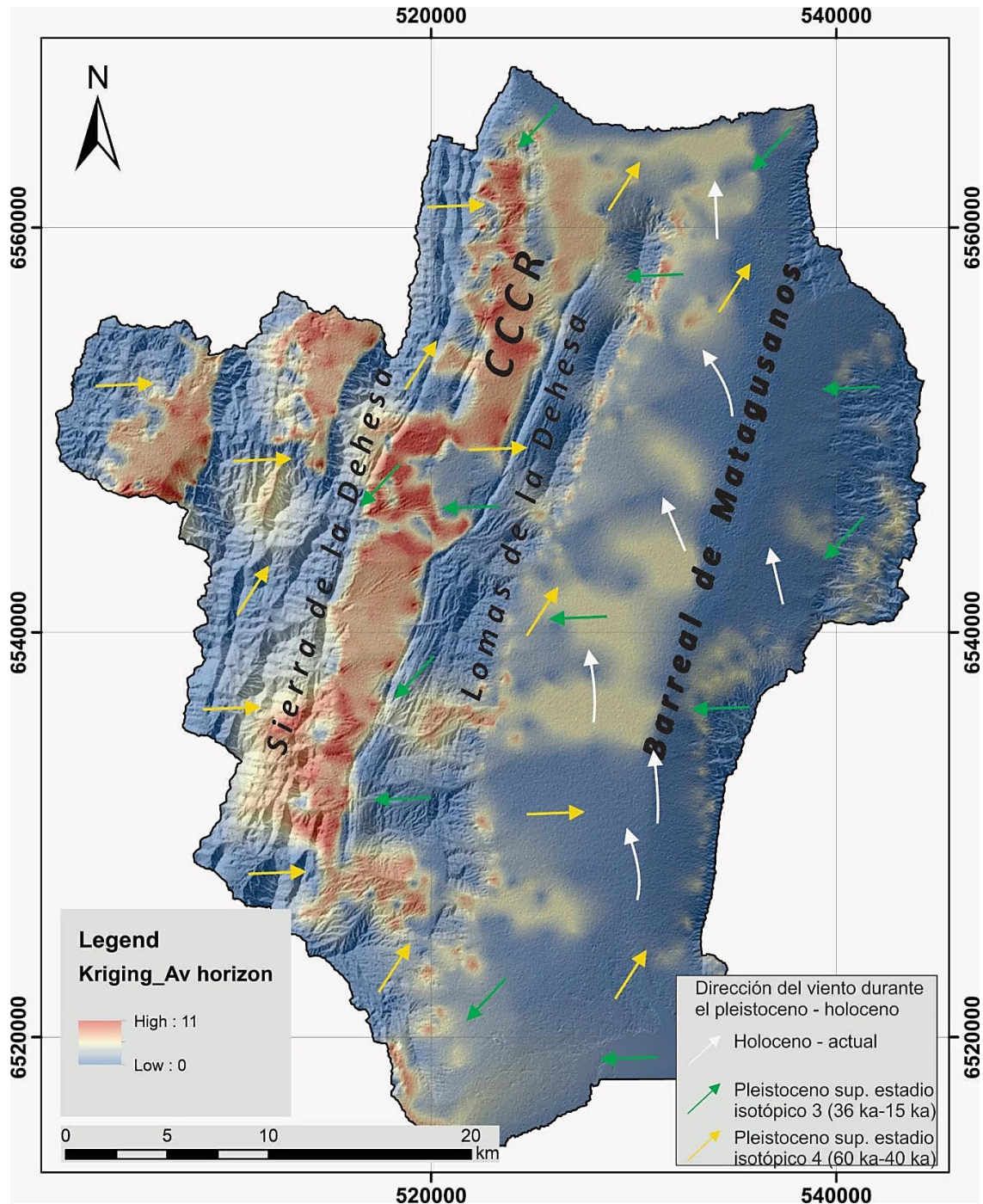


Figura 10.5. Kriging del espesor de  $A_v$  de la cuenca de Matagusanos. Dirección del viento predominante desde el holoceno superior. CCCR: cuenca Campo Ciénaga Redonda.

Probablemente, los valores de las pendientes y la profundidad de los canales temporales en los piedemontes, jueguen un rol fundamental en la concentración de polvo eólico disponible para su integración al perfil del suelo, ya que en el sector de la CCCR (bloque de piso) las pendientes promedios son algunos grados menores si los comparamos con la bajada pedemontana oriental de las lomas de la Dehesa (bloque de techo). Respecto a los canales, las alturas promedios sobre la red de drenaje local, son algunos metros mayores en la CCCR (Figura 10.6). El análisis permitió determinar que cuando las pendientes son menores, las superficies geomorfológicas son más estables, teniendo un grado de afectación menor por parte de la erosión y esto queda evidenciado en el aumento del desarrollo del  $A_v$ , concentración de texturas finas, diversidad y cobertura vegetal. Los canales más profundos (que responden a la estabilización continua del nivel de base) concentran el flujo superficial del agua, disminuyendo la arroyada difusa y erosión laminar. De este modo se puede ocasionarse la preservación de la superficie.

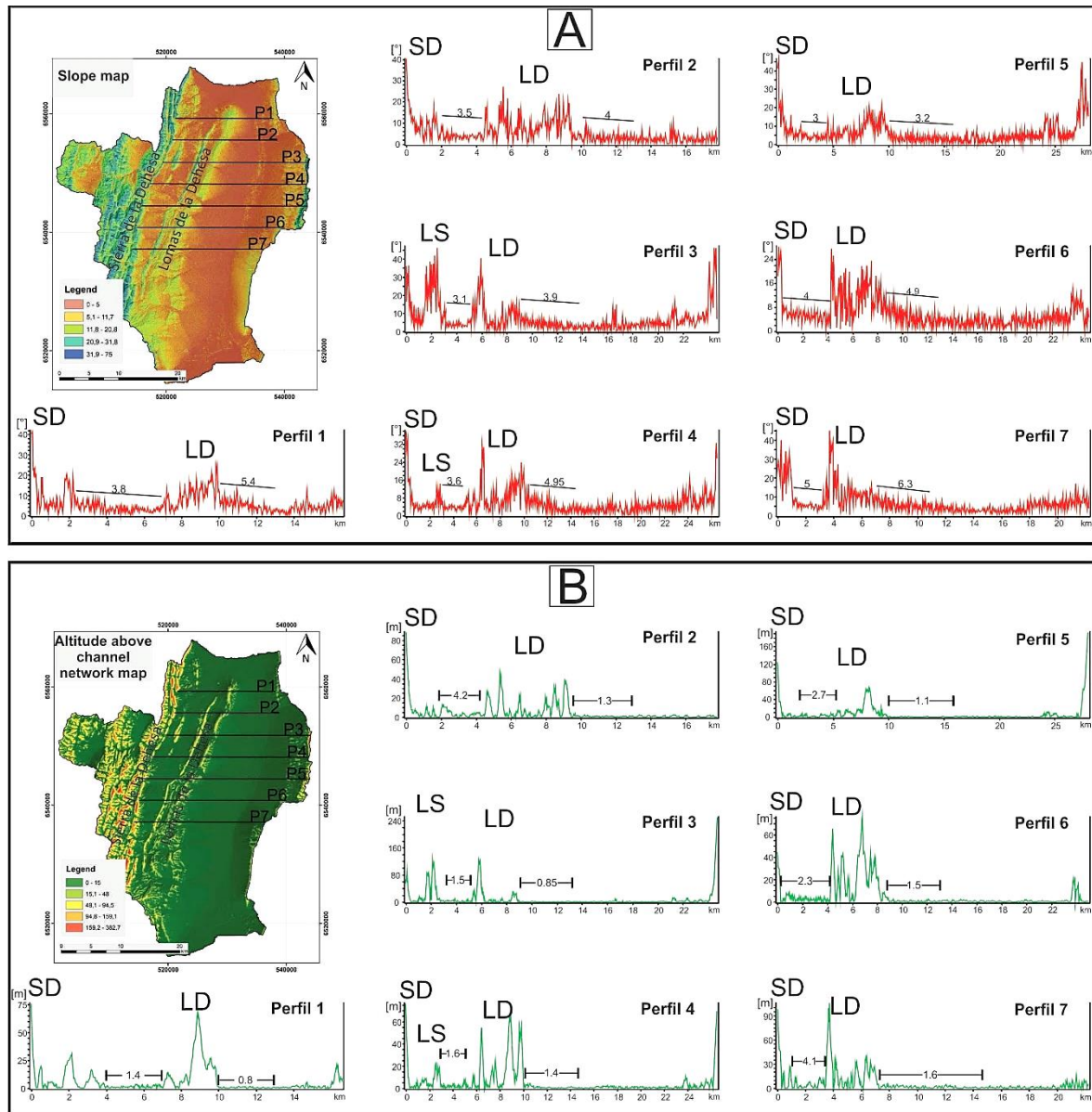


Figura 10.6. A: Perfiles que muestran la variación de la pendiente a lo largo de 7 perfiles.

B: Perfiles que muestran la variación de la altura respecto a la red de canales de 7 perfiles. SD: Sierra de la Dehesa, LD: Lomas de la Dehesa, LS: Lomas el Salto.

#### 10.4. Respuestas de la vegetación a parámetros geomorfológicos y de suelos

La cobertura de la vegetación en las UGs estudiadas, es muy variable, esto está determinado por el rango de valores que oscilan entre el 10 % y el 93 %, reflejando que las unidades en las que se encuentra la vegetación, tienen propiedades que pueden ser limitantes (en el caso para las coberturas bajas) pero, además tienen propiedades que permiten la instalación y el desarrollo de esta (en el caso de coberturas muy altas). Por otro lado, la presencia de vegetación desde el punto de vista de la cobertura puede ser tomada como un indicador para determinar la estabilidad de sedimentos no consolidados a través del efecto del sistema radicular y como control de procesos geomorfológicos, acorde a lo expresado por Osterkamp y Hupp (2010). Contrariamente, la baja cobertura de la vegetación puede contribuir al transporte de sedimentos entre las zonas altas y bajas (Borselli *et al.*, 2008), proveyendo resistencia al flujo, facilitando la formación de canales y el desarrollo de nuevos bancos de depósitos (Hupp y Osterkamp, 2013).

En general la vegetación en zonas áridas posee escasa cobertura (Aguiar y Sala, 1999) y la actividad geomorfológica y el desarrollo de suelo, puede ser abordada a través del análisis de la presencia, forma, estructura, distribución y abundancia de las especies presentes (Merritt, 2013). En este trabajo, ha quedado evidenciado que la vegetación responde a los procesos geomorfológicos como la erosión hídrica y a la cobertura de rocas ubicadas en la superficie de los depósitos.

El espesor de  $A_v$ , considerado una capa impermeable (McFadden, 2013), no es un factor limitante para el desarrollo de las plantas. Este horizonte se forma por la intercalación de períodos húmedos (en donde se dilata) y períodos secos (donde se contrae), la vegetación de este sector aprovecha las precipitaciones estivales para germinar, crecer y reproducirse con lo cual, al estar el  $A_v$  húmedo las raíces de las plantas pueden penetrarlo y seguir creciendo en profundidad. La Figura 10.6, muestra como en el bloque de piso las coberturas de vegetación, diversidad y riqueza son mayores y se encuentran sobre superficies con menores pendientes y

alto desarrollo de  $A_v$ , esto si la comparamos con la situación dada en el bloque de techo.

Si bien la cobertura de fragmentos superficiales son una característica superficial y distintiva de zonas áridas, puede aportar mucha información (Musick, 1975; Wood *et al.*, 2005; Flores *et al.*, 2017) ya que está estrechamente ligada a los procesos eólicos y superficiales (Gargiulo *et al.*, 2015; Hlaváčiková *et al.*, 2015). También se determinó que este parámetro superficial es un factor limitante para la vegetación. Este factor, sumado a la presencia de BD (pátina oscura) actúan como una barrera térmica para la vegetación, al haber una alta cobertura de rocas oscuras, las mismas son capaces de absorber más radiación solar aumentando la temperatura, llegando a ser letal para el banco de semilla que es traído por la escorrentía provenientes aguas arriba.



## CAPÍTULO XI: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Se han distinguido 5 grandes unidades morfogenéticas: Erosional-exhumada por tectónica, Fluvial, Lacustre, Poligénica y Remoción en masa. Posteriormente divididas en 36 UGs.

Del total de unidades, 13 unidades corresponden a geoformas erosionales-exhumadas por tectónica. Las estructuras tectónicas, se disponen en sentido N-S exponiendo los afloramientos rocosos de diversas litologías y edades precuaternarias. Por medio de procesos erosivos, transporte y depositación, estas geoformas son desde el pleistoceno, las proveedoras de material para la generación de distintos niveles de abanicos aluviales, abanicos coluviales, taludes, entre otros.

Se identificaron 18 UG que componen la unidad morfogenética fluvial. Las mismas fueron ubicadas en orden cronológico relativo debido a la falta de dataciones absolutas. Las mediciones realizadas en campo como: análisis de PD y BD, suelos, vegetación, la localización que ocupan respecto a los principales sistemas de fallamientos existentes (bloques de piso y techo) y la posición de depositación de los distintos niveles de abanicos aluviales (alóctonos y autóctonos), fueron tenidas en cuenta para jerarquizar cronológicamente las unidades que componen el relieve.

Las unidades poligenéticas son 2. El primer nivel de glacis cubierto, del cual solo hay muy pocos relictos, se encuentra cubierto por depósitos de edad cuaternaria sobre afloramientos neógenos de las lomas de la Dehesa. El segundo nivel de glacis cubierto se dispone principalmente sobre el faldeo oriental de la sierra de la Dehesa, cubierto por depósitos cuaternarios provenientes del frente montañoso próximo. Las principales diferencias se basan en la profundidad de los canales y el espesor de la cubierta detrítica.

El nivel de base local está representado por el semibolsón de Matagusanos, el cual se dispone con forma alargada en sentido N-S, recolectando el agua y los sedimentos producto de la erosión de áreas elevadas. En las proximidades del embalse de Ullum se encuentran los relictos del nivel lacustre del paleolago de

Ullum-Zonda. Estas unidades corresponden a la morfogénesis lacustre. Por último, los depósitos de cono talud se encuentran adosados a las sierras de la Precordillera y forman parte de la unidad morfogenética de remoción en masa.

Comparando las superficies geomorfológicas fluviales ubicadas en la cuenca Campo Ciénaga Redonda (bloque de piso) con aquellas localizadas en la bajada pedemontana de las lomas de la Dehesa (bloque de techo), podría interpretarse que las superficies geomorfológicas de la primera cuenca, serían más antiguas debido a que presentan valores más elevados en: las alturas respecto a la red de canales locales, grados de erosión, desarrollo de  $A_v$ ,  $PD$  y cobertura de vegetación.

Las subcuencas 1 (localizada en el sur) y 5 (localizada al norte), son las que poseen formas redondeadas, de acuerdo con el  $R_c$  y  $K_c$ , esto impacta directamente en la capacidad erosiva, aumentadola. Las  $P_m$  de las subcuencas son elevadas, principalmente la subcuenca 1, con un valor de 19 %. Las  $L_{cp}$  son cortos, no superando los 10 km, esto influye de manera sustancial en el  $T_c$  de flujos ya que se ve disminuido. Para ambos casos (subcuencas 1 y 5), el tiempo es menor a una hora hasta el punto de salida de cada una de ellas. Las curvas hipsométricas e  $Hi$ , demuestran que se encuentran en un estado de senectud, con valores por debajo de 0,5.

Las subcuencas 9 y 13 localizadas hacia el oeste del semibolsón, tienen formas redondeadas, área y capacidades erosivas altas. Las anomalías en los índices  $SPI$  y  $SL$  se asocian a levantamientos por procesos tectónicos y variaciones en la  $P_m$  (11 %) de la subcuenca 9 principalmente. En comparación con las subcuencas orientales, en estos casos las  $L_{cp}$  pueden ser de hasta 39 km, aumentando el  $T_c$  de flujos hídricos hasta el punto de salida de estas subcuencas. Sin embargo, el volumen transportado es mayor que el proveniente desde la sierra de Villicum (subcuencas orientales). Las integrales hipsométricas de Strahler demuestran que son subcuencas sometidas a la actividad tectónica que exponen relieve para ser erosionado, encontrándose en estado de madurez ( $Hi \approx 50$ ).

En general las UGs más antiguas, poseen mayor desarrollo de  $A_v$ , concentración de granulometrías finas en las capas infrayacentes (franca-franca arenosa) y

acumulación de carbonatos y sulfatos. La menor variabilidad textural y mayor concentración de arcillas y limos pertenecen a los perfiles de las unidades de edades intermedias (2NAAIT, 2NAAuT, 2NAAIT). Algunos niveles aluviales antiguos (ejemplo: 1NAAIP y 1NAAuP) son afectados por tectónica alterando las condiciones de superficie, en especial la pendiente, sometiéndola a erosión laminar, que arrastra las partículas finas depositadas en la porción superior del suelo, impidiendo la evolución continua del perfil de suelo y prevaleciendo las texturas arenosas o areno francosas.

Las superficies geomórficas más antiguas y elevadas (poligenéticas o fluviales) poseen en superficie  $A_v$  mayores a 10 cm de espesor. Debido a esto podrían existir en los sectores elevados suelos del orden Aridisol, entre los cuales se encontrarían los *Calcids* y *Gypsid*s. Sin embargo, este tema será estudiado con mayor detalle en trabajos futuros.

Los  $A_v$  son de carácter básicos, variando el pH entre 7 y 9,7, esto se debe a sales solubles de sodio, principalmente carbonatadas y bicarbonatadas. No se cuenta con valores de PSI, pero se estima que éste sea mayor al 15 % por los valores elevados de pH obtenidos. La CE varía entre 0 y 2,82  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , los valores más elevados son debido a la cantidad de sales.

Se realizaron análisis de ICP-OES a 10 muestras de  $A_v$ , para realizar una caracterización geoquímica del área Matagusanos, no se cuenta con datos geoquímicos de las rocas que integran la cuenca, lo que imposibilita establecer relaciones de procedencia de sedimentos finos y/o sales a los suelos de la cuenca. El bario, cromo, cobre, plomo y zinc son los metales pesados detectados en las muestras. La presencia de otros metales pesados no fue detectado por el instrumento. Los valores de los metales fueron comparados con aquellos que se establecen en la ley N° 25 585, de protección ambiental para la actividad minera, y la abundancia de los elementos en la corteza terrestre, no encontrando valores anómalos altos perjudiciales para agricultura o industria en ninguna de las muestras de  $A_v$ .

El zinc, potasio, cobre y bario presentan valores superiores respecto a la abundancia de ellos en el promedio general en la corteza terrestre. El manganeso, calcio y magnesio se concentran en mayores cantidades en las unidades más antiguas, que se ubican sobre aquellas pertenecientes a la bajada pedemontana de las lomas de la Dehesa (bloque de techo). El fósforo y el hierro, se presentan en mayores cantidades en el bloque de techo y no alcanzan los valores de abundancia relativa de la corteza. Respecto a esto último, las concentraciones de cromo y litio son superiores. El sodio y plomo tienen distribución errática sobre los depósitos cuaternarios, la diferencia entre ellos está en que el sodio tiene valores inferiores, a los encontrados en la corteza terrestre y el plomo presenta valores superiores.

Los sitios estudiados mostraron la presencia de asociaciones de plantas, dominadas por *Larrea cuneifolia*, *Tephrocactus aoracanthus* y *Bulnesia retama*. Este tipo de vegetación sigue dos tendencias en lo que a cobertura y número de especies se refiere: la existencia de mayores valores en las UGs de piso respecto de las unidades de techo, como lo demuestran los análisis realizados. Esta diferencia en la cobertura se debe a que las unidades de piso están más elevadas topográficamente y como consecuencia, son más estables a procesos geomorfológicos como escorrentía y erosión superficial. Estas condiciones de los depósitos son favorables para la instalación y desarrollo de la vegetación.

En una escala más detallada, el 2NAAIP posee una cobertura y riqueza significativamente mayor a las otras UG clasificadas. Esta diferenciación se debe a la ubicación de la unidad, más específicamente, en un pequeño valle intermontano en el sector occidental, entre las lomas de la Dehesa y la sierra homónima, sobre los 1500 m snm. Esta localización topográfica, crea un microclima particularmente propicio (aporta mayor humedad y menor temperatura) para el crecimiento de las plantas. Por otro lado, este comportamiento diferente a las otras UGs determinadas puede estar asociado con los procesos de maduración y evolución de la subcuenca.

Además, en este trabajo, se evidencia claramente como la vegetación tiene como principal factor limitante (luego de la disponibilidad de agua), la cobertura de fragmentos de rocas superficiales de los depósitos. Las rocas, en época estival

coincidente con la mayor radiación solar, adquieren temperaturas altas dificultando la germinación de las semillas e instalación de especies de plantas.

Además, el desarrollo del horizonte superficial  $A_v$ , considerado impermeable y con una alta dureza, no parece ser un factor limitante. Esto se debe a que el proceso que forma este horizonte posee ciclos de dilatación (coincidente con la época de mayores precipitaciones y con la germinación de semillas) y de contracción (coincidente con la época de menores precipitaciones y letargo de las plantas). En resumen, las semillas aprovechan la época de lluvias y dilatación del suelo para poder establecerse. Sin embargo, en este trabajo, no se han tenido en cuenta los horizontes que están por debajo del  $A_v$ , que podrían tener significativa influencia sobre el desarrollo de la vegetación nativa, por lo que se propondrá esto para trabajos posteriores.

El análisis estadístico multivariado utilizado permitió establecer relaciones entre variables bióticas y geológicas. se obtuvieron 4 componentes principales que explican el 71,3 % de la varianza de los datos ( $CP1 = 30,3\%$ ,  $CP2 = 19,5\%$ ,  $CP3 = 10,8\%$ ,  $CP4 = 10,6\%$ ), separando de este modo las variables geológicas de las de vegetación. La  $CP1$  está integrada por la altitud, horizonte  $A_v$ , arena, limo, arcilla y sedimento, en  $CP2$  está la vegetación, riqueza y roca. La  $CP3$  está integrada solamente por la diversidad y en la  $CP4$ , está la CE y el pH. Las correlaciones entre las variables de la  $CP4$  son bajas, estableciendo valores altos de independencia. Una relación alta detectada es entre la cobertura de roca y la cobertura vegetal que forman parte de la  $CP2$ , se dispone en la superficie de los depósitos, presentando correlaciones inversas ( $R^2 = -0,93$ ). Las unidades de mayor edad poseen mayores coberturas de roca en superficie y a su vez menor cobertura vegetal.

Este tipo de análisis permitió agrupar las variables que poseen relación entre sí, pero que son independientes entre las CP. También se estableció la dependencia entre la CE y el pH, con correlación negativa, esto fue observado además, dentro de las propiedades químicas de los  $A_v$ .



## **PROPUESTA DE LINEAMIENTOS PARA PROYECTOS DE ORDENAMIENTO TERRITORIAL**

### *Manejo de la cuenca en el desarrollo sostenible*

Es indispensable utilizar las cuencas hidrográficas, como unidad de planificación que guíe las decisiones de políticas e inversionistas. Las decisiones sobre los recursos que deben invertirse en el manejo de las cabeceras de las cuencas hidrográficas han de tener en cuenta los servicios ambientales cruciales que se prestan a los beneficiarios en las cuencas bajas.

La organización, es el elemento clave en la gestión del manejo de cuencas y la prevención de desastres naturales. Una comunidad bien organizada, con capacidad de gestión y fortalecida para administrar y operar sus recursos propios, tendrá oportunidad de dar continuidad al manejo de cuencas y la prevención de desastres naturales aun cuando los proyectos no puedan continuar o hayan concluido su período. El reto principal entonces es ponerse de acuerdo entre los diferentes actores.

En primer lugar, se propone un monitoreo de contaminantes arrastrados por los cursos fluviales desde las nacientes de estos. En una cuenca la contaminación del agua implica de alguna manera la contaminación del suelo y viceversa, es decir que al contaminarse el suelo repercutirá en la contaminación del agua. En este estudio en particular la geoquímica realizada indica que los metales pesados detectados no se encuentran en cantidades consideradas perjudiciales para la salud. Los demás elementos analizados como el calcio, sodio, potasio, hierro, magnesio, manganeso, entre otros, si bien en ocasiones supera el valor promedio que se encuentra presente en la corteza terrestre, no está en proporciones nocivas. Estos datos, conforman una línea de base con respecto a la concentración de estos elementos.

Los gaviones contruidos en malla metálica, permiten alojar rellenos diversos (roca, sedimento, restos de vegetación, etc.), pueden ser adheridos unos a otros y acaban formando una estructura de protección. Tal estructura tiene la particularidad de su

gran resistencia, trabaja como un todo en forma monolítica, son extremadamente flexibles. Estas defensas no permiten la acumulación de tensiones por presión hidrostática, o sea que al ser permeable y permitir ser atravesada por el agua, alivian las importantes tensiones que se acumulan detrás de los muros. Este tipo de estructuras de defensas pueden localizarse en los primeros órdenes de la red de drenaje, evitando de este modo la acumulación de energía a lo largo de la longitud de los cauces de mayores órdenes. Otra particularidad de estas estructuras es la de integrarse al medio ambiente permitiendo el desarrollo de la vegetación, esto se debe a que actúan como trampas de sedimentos y semillas, por lo tanto, la colmatación progresiva contribuye a la instalación de nuevos parches de vegetación. Suvires *et al.* (2012) proponen el uso de *Bromeliaceae – Deuterocohnia longipetala* como acción preventiva, este tipo de vegetación se vincula directamente sobre depósitos sedimentarios inactivos de bajadas pedemontanas. La disposición y asociación de esta especie, forma fuertes estructuras rugosas capaces de retener grandes cantidades de materiales arrastrados.

Como vimos anteriormente podría resumirse que los suelos de la cuenca de Matagusanos se caracterizan por tener una mayor evolución a medida que la edad de las UGs se incrementa. Esto se refleja en los suelos, con el desarrollo de horizontes impermeables superficiales, acumulaciones de arcillas, limos, carbonatos y sulfatos. Las superficies de mayor edad relativa contienen en ocasiones alta cobertura de rocas y correlación inversa con la cobertura vegetal. Todo esto aporta a una disminución de la infiltración y el aumento de la escorrentía superficial del agua. Es por ello por lo que se vuelve necesario conocer de forma cuantitativa los parámetros de relieve, suelos y vegetación de cualquier zona que pueda atender contra la integridad de cualquier persona.

Es recomendable en este sitio contar estaciones meteorológicas que permitan tener un monitoreo de las precipitaciones, temperaturas, evapotranspiración, entre otras, y la medición de caudales de los principales arroyos de la cuenca. Estos datos serían de gran ayuda para mejorar la gestión ambiental y el uso del territorio responsable.

Los canales de desviaciones, son obras construidas en laderas y tienen por objetivo, capturar y evacuar las aguas de escorrentía hacia una zona en la cual estas puedan ser vertidas, minimizando el daño ambiental. Son muy útiles para evitar los procesos erosivos en cárcavas y el desgaste creciente del espesor del suelo por efecto de la escorrentía superficial, debido a que permiten cortar la lámina de escurrido y debilitar la energía cinética del agua. Sin embargo, esto determina que el canal debe poseer características importantes de ingeniería de diseño, dado que debe transformar la energía no controlada de agua de escorrentía, en una energía controlada que se deposita en un área más protegida, como lo es una quebrada o un dren natural. En definitiva, estas técnicas tienen como objetivo disminuir los tiempos de concentración de los distintos cursos que drenan las cuencas, quitándole la peligrosidad que generan sobre las obras y viales, principalmente sobre las personas que se encuentren en estos sitios.

## **AGRADECIMIENTOS**

Es justo agradecer a muchas personas el resultado de esta Tesis Doctoral, todas estas personas no solo estuvieron junto a mi durante este periodo, sino que también aportaron con su ayuda, comprensión y esfuerzo para cumplir con el objetivo de este trabajo. Personas que han convertido estos años de mi vida en un gran aprendizaje, y merecen un afectuoso reconocimiento y agradecimiento.

A mi esposa Maira Cerdera por su amor incondicional y perseverancia continua en nuestra relación. Sin dudas fue, es y será un pilar fundamental en mi desempeño como profesional.

A mis pequeños amores, Sabrina y Debra, por brindarme amor y cariño incondicionalmente. Ellas son el motor en mi vida.

Agradezco a mis padres y hermanos que fueron los que me alentaron y creyeron en mi desde un principio, brindándome lo que estuvo a su alcance. Viejo siempre estarás presente.

A Rolando Cerdera, Cristina de la Rosa e hijas, por acogerme como un integrante más de su familia desde el primer día, extendiéndome su apoyo en todas las circunstancias vividas.

A la Dra. Graciela Suvires y Dra. Alejandra Pittaluga por aceptarme para realizar esta Tesis Doctoral bajo su dirección, dándome la oportunidad de llevar a cabo esta experiencia. Agradecerles también por brindarme las herramientas necesarias para resolver este trabajo.

A mis amigos y colegas Lucía, Alejandra, Daniel, Martín, Gonzalo, Andrés y Valeria del Gabinete de Geología Ambiental, por su generosidad y predisposición en todo momento.

A Daniel Flores, Nazarena Duarte, Aixa Rodríguez y Gustavo Alcayaga por acompañarme desde hace años en el camino de la amistad.

Al Mg. Ing. Victor Quinzano, jefe del Área de Transferencia de Tecnología del Instituto de Investigaciones Mineras y a la Dra. Andrea Díaz, responsable del

gabinete de ensayos normalizados (FI-UNSJ), por permitirme llevar a cabo el procesamiento de las muestras de suelos. Gracias también a los chicos que allí se desempeñan, Eduardo, Rocío, Bruno, Fran y Eleonora.

Gracias al Tribunal encargado de la corrección y evaluación de este trabajo: al Dr. Pablo Bouza, Dr. Guillermo Ojeda y la Dra. Karen Espejo, por sus valiosos aportes y sabias contribuciones que, espero, me hayan ayudado a mejorar este trabajo.

Y a todas aquellas personas que de uno u otro modo contribuyeron a mi formación académica.



## BIBLIOGRAFÍA

- Abbruzzi, J., Kay, M. and Bickford, M. 1993. Implications for the nature of Precordillera basement from Precambrian xenoliths in Miocene volcanic rocks, San Juan province, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino y CEH. (3). 331-339. Mendoza.
- Aguiar, M. and Sala, O. 1999. Patch structure, dynamics and implications for the functioning of arid ecosystems. *Trends in Ecology & Evolution*. 14(7): 273-277.
- Alonso, J., Rodríguez Fernández, L., García Sansegundo, J., Heredia, N., Farías, P. y Gallastegui, J. 2005. Gondwanic and Andean structure in the Argentine central Precordillera: The Río San Juan section revisited. 6<sup>th</sup> International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona). Extended Abstracts: 36-39.
- Alvarado, P., Sánchez, G., Sáez, M. y Castro, B. 2012. Nuevas evidencias de la actividad sísmica del terreno Cuyania en la región de subducción de placa horizontal de Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 27(2): 278-291.
- Amos, A. y Boucot A. 1965. A revision of the brachiopod family Leptocoelidae. *Paleontolog*. 6, Part. 3: 440-457.
- Anderson, K., Wells, S. and Graham, R. 2002. Pedogenesis of vesicular horizons, Cima Volcanic Field, Mojave Desert, California. *Soil Science Society American Journal*. 66: 878–887.
- Aparicio, E. 1966. Rasgos geomorfológicos de la Provincia de San Juan. *Actas Cuyanas de Ingeniería*. 8(3). Facultad de Ingeniería y Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. San Juan.
- Armella, C. 1994. Thrombolitic-stromatolitic cycles of the cambro-ordovician boundary sequence, Precordillera oriental basin, Western Argentina. In: J.

- Bertrand-Sarfati and C, Monty (Eds): Phanerozoic Stromatolites 2: 421-441. Kluwer Academic Publishers. Netherlands.
- Arroqui Langer, A. y Bordonaro, O. 1996. Estratigrafía de la Formación Zonda (Cámbrico Superior) en la Sierra de Villicum-Zonda, Precordillera Oriental, San Juan, Argentina. Actas 6º Reunión Argentina de Sedimentología. 67-72. Bahía Blanca.
- Astini, R. 1990a. Cuerpos de arena en la Formación Talacasto, plataforma fangosa del Devónico precordillerano, Provincia de San Juan. Actas 3º Reunión Argentina de Sedimentología: 13-18.
- Astini, R. 1990b. Formación Punta Negra: ¿Un abanico submarino o un complejo deltaico de plataforma? Actas 3º Reunión Argentina de Sedimentología: 19-24.
- Baev, P., Penev, L. 1995. BIODIV: program for calculating biological diversity parameters, similarity, niche overlap, and cluster analysis. Pensoft, Sofía, Bulgaria.
- Baldis, B. 1973. Variaciones de facies en la Formación Punta Negra (Devónico) de la Precordillera Sanjuanina. Revista Asociación Geológica Argentina. 30(1): 53-83. Buenos Aires.
- Baldis, B. 1975 a. el Devónico inferior en la Precordillera Central, Parte I, estratigrafía. Revista Asociación Geológica Argentina. 28 (2): 147-154. Buenos Aires.
- Baldis, B. 1975 b. Valoración de elementos faunísticos para una zonación y datación de edades en el Devónico inferior de la Precordillera Argentina. Actas 1º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. 1: 219-240.
- Baldis, B. 1975 c. Acerca de la estructura profunda de la Precordillera Central. Revista Minera Geología y Minería, XXIII (1-2). Buenos Aires.

- Baldis, B. y Bordonaro, O. 1981. Evolución de facies carbonáticas en la cuenca cámbrica de la Precordillera de San Juan. Actas 8 Congreso Geológico Argentino. 2: 385-397. San Luis.
- Baldis, B. y Chebli, G. 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera sanjuanina. 4º Jornadas Geológicas Argentinas. Actas 1: 47-65. Buenos Aires.
- Baldis, B., Bordonaro, O., Beresi, M. y Uliarte, E. 1981. Zona de dispersión estromatolítica en la secuencia calcáreo dolomítica del Paleozoico Inferior de San Juan. Actas 8º Congreso Geológico Argentino. 2: 419-434. San Luis.
- Barazangi, M. and Isacks, B. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*. 4(11): 686-692.
- Bardou, E. 2002. Méthodologie de diagnostic des laves torrentielles sur un bassin versant alpin (Doctoral dissertation, Ecole polytechnique fédérale).
- Bastía, H. 1985. Fallamiento Cuaternario en la región sismo-tectónica de la Precordillera. Tesis doctoral. Universidad Nacional de San Juan. 154 p. (Inédito)
- Bastías, H. 1986. Fallamiento Cuaternario en la región sismotectónica de Precordillera: San Juan, Argentina, Universidad Nacional de San Juan. tesis doctoral (inédita). 147 p.
- Bercowski, F. y Figueroa, G. 1989. Depósitos piroclásticos en la Formación Albarracín, Terciario, Precordillera sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 44: 28-34.
- Bercowski, F., Keller, M. y Bordonaro, O. 1990. Litofacies de la Formación La Laja (Cámbrico) en la Sierra Chica de Zonda, Precordillera sanjuanina, Argentina. Actas 3º Reunión Argentina de Sedimentología: 31-36. San Juan.

- Bercowski, F., Ruzyski, L., Jordan, T., Zeitler, P., Caballero, M. y Pérez, L. 1993. Litofacies y edad isotópica de la secuencia La Chilca su significado paleogeográfico para el Neógeno de Precordillera. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. (1): 212-217. Mendoza.
- Bilkra, L. and Nemec, W. 1998. Postglacial colluvium in western Norway: depositional process, facies and paleoclimatic record. *Sedimentology*. 45: 909-959.
- Birkeland, P. 1999. *Soils and Geomorphology* (3rd edition). New York, Oxford University Press. 430 p.
- Bishop, M., Colby, J., Luvall, J., Quattrochi, D. and Rickman, D. 2004. Remotesensing science and technology for studying mountain environments. *Geographic Information Science and Mountain Geomorphology*, Springer/Praxis, Heidelberg, Germany/Chichester, UK, 147-187.
- Bishop, M., James, L., Shroder, J. and Walsh, S. 2012. Geospatial technologies and digital geomorphological mapping: concepts, issues and research. *Geomorphology*. 137(1): 5-26.
- Blanc, P. and Perucca, L. 2017. Tectonic and climatic controls on the late Pleistocene to Holocene evolution of Paleolake Ullum-Zonda in the Precordillera of the central Andes, Argentina. *Quaternary Research*. 88(2): 248-264.
- Blank, R., Young, J. and Lugaski, T. 1996. Pedogenesis on talus slopes, the Buckskin Range, Nevada, USA. *Geoderma*. 71:121–142.
- Bluck, B. 1964, Sedimentation of an alluvial fan in southern Nevada: *Journal Sedimentary Petrology*. 34: 395-400.
- Bonnet-Staub, I. 2001. Une méthodologie d'analyse et de cartographie de l'aléa "initiation de laves torrentielles"—application au torrent du Bragousse

- (France). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*. 59(4): 319-327.
- Bordonaro, O. 1980. El Cámbrico en la Quebrada de Zonda, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 35 (1): 26-40.
- Bordonaro, O., Banchig, A. y Arroqui Langer, A. 1999. Síntesis estratigráfica de los depósitos del margen continental occidental paleozoico inferior de la Precordillera de Cuyo. *Actas 14º Congreso Geológico Argentino*. 1: 393-396. Salta.
- Borrello, A. 1962. Caliza La Laja (Cámbrico Medio de San Juan). *Notas Comité Investigaciones Científicas de Buenos Aires*. 2: 3-8. La Plata.
- Borselli, L., Cassi, P., Torri, D. 2008. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: a GIS and field numerical assessment. *Catena*. 75(3): 268-277.
- Bouza, P. 1995. Evolución de pavimentos de desierto y costras superficiales en un sector del Noreste del Chubut: Su relación con las propiedades físico-químicas y micromorfológicas del suelo superficial. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. [www.digital.bl.fcen.uba.ar](http://www.digital.bl.fcen.uba.ar).
- Bouza, P. y del Valle, H. 1997. Génesis de pavimentos de desierto en el ambiente pedemontano del Bajo de la Suerte, noreste del Chubut extraandino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 52(2): 157-168.
- Bouza, P., del Valle, H. and Imbellone, P. 1993. Micromorphological, physical, and chemical characteristics of soil crust types of the central Patagonia region, Argentina. *Arid Soil Research and Rehabilitation*. 7(4): 355–368.
- Bracaccini, O. 1946. Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera Sanjuanina-Mendocina. *Bol. Inf. Petr.* Reimpresión (1950). Investigaciones tectónicas en la Precordillera Sanjuanina. *Bol. Inf. Petr.* N° 301.



- Bracaccini, O. 1949. El perfil de Tambolar. *Revista Asociación Geológica Argentina*. 4(3): 165-179.
- Brown, K. and Dunkerley, D. 1996. The influence of hillslope gradient, regolith texture, stone size and stone position on the presence of a vesicular layer and related aspects of hillslope hydrologic processes: A case study from the Australian arid zone. *Catena*. 26:71–84.
- Bruno, J. 2000. Manejo de Cuencas Hidrográficas, Análisis Conceptual. Magister Scientiae en Manejo de Cuencas Hidrográficas. Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales, Universidad Nacional de La Plata.
- Bull, W. 1964. Geomorphology of segmented alluvial fans in Western Fresno Country, California: United States Geological Survey, Professional Paper. 352: 89-125.
- Bull, W. 1977. The alluvial fan environment: *Progress in Physical Geography*. 1: 222-270.
- Bull, W.B., 1991, *Geomorphic response to climate change*: New York, Oxford University Press, 326 p.
- Buol, S., Southard, R., Graham, R., and McDaniel, P., 2011, *Soil Genesis and Classification* (6th edition): Cambridge, Massachusetts, Wiley-Blackwell, 560 p.
- Bustos, U. y Astini, R. 1997. Formación Punta Negra: análisis secuencial y evolución de la Cuenca Devónica Precordillerana. *Revista Asociación Argentina de Sedimentología*. 4(2): 97-109.
- Cabrera, A. 1994. Regiones Fitogeográficas Argentinas. *Enciclopedia Argentina de Agricultura y Jardinería*. Tomo II. Editorial ACME S.A.C.I. Regiones Fitogeográficas Argentinas. En: W.F. Kugler (ed.). 57pp.
- Cahill, T. and Isacks, B. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research*. 97(B12): 17503-17529.

- Calmels, A y Carballo, O. 1997. Geomorfología de las regiones secas. El modelado de las geoformas. Universidad Nacional de La Pampa. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Naturales.
- Calmels, A. y Carballo, O. 1997. Geomorfología de las regiones secas. Los procesos morfogenéticos y los suelos. Universidad Nacional de La Pampa, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Naturales.
- Ciccacci, S., D'Alessandro, L. Fredi, P.; Lupia Palmieri E. 1992. Relations between morphometric characteristics and denudational processes in some drainage basins of Italy. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, N.F., 36 (1), 53-67.
- Conrad, O., Bechtel, B., Bock, M., Dietrich, H., Fischer, E., Gerlitz, L., Böhner, J. 2015. System for automated geoscientific analyses (SAGA) v. 2.1.4. *Geoscientific Model Development*. 8(7): 1991–2007.
- Cooke, R. 1970. Stone pavements in deserts. *Ann. Ass. Am. Geog.* 60: 560-577.
- Corte, A. 1966. Particle sorting by repeated freezing and thawing. *Biuletyn Peryglacjanlny*, 15: 175-240.
- Cortés, J., Casa, A., Pasini, M., Yamin, M. y Terrizano, C. 2006. Fajas oblicuas de deformación geotectónica en Precordillera y Cordillera Frontal (31°30' - 33°30'LS). *Controles paleotectónicos*. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 61(4): 639-646.
- Cuerda, A. y Furque, G. 1984. Depósitos carbónicos de la Precordillera de San Juan. Parte II: Quebrada La Deheza. *Revista Asociación Geológica Argentina*, Tomo XXXVIII (3-4): 381-391. Buenos Aires.
- del Valle, H., Elissalde, N., Gagliardini, D. and Milovich, J. 1998. Status of desertification in the Patagonian region: assessment and mapping from satellite imagery. *Arid Soil Research and Rehabilitation*. 12: 95–122.

- Dorn, R. 1994. The role of climatic change in alluvial fan development. In: Abrahams, A.D., Parso, A.J. (Eds.), *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman and Hall, Londres: 593-615.
- Dresch, J. 1983. Les surfaces de piémont dans les Djebilet et le Massif Central du Grand Atlas. *Compte Rendu Congress Internationale de Géographie*. (2), section 2a. Amsterdam, pp. 135.
- Esper Angillieri, M. 2012. Morphometric characterization of the Carrizal basin applied to the evaluation of flash flfloods hazard, San Juan, Argentina. *Quaternary International*. 253, 74–79.
- Esper Angillieri, M. and Fernandez, M. 2017. Morphometric analysis of river basins using GIS and remote sensing o fan Andean section of Route 150, Argentina. A comparison between manual and automated delineation of basins. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 34: 150-156.
- Esper Angillieri, M. and Perucca, L. 2015. A large and active debris-rockslide in the Central Andes of Argentina (30.26°S): Morphometry and triggering mechanisms. *Quaternary International*. 374: 182-188.
- Esper Angillieri, M.; Espejo, K.; Lara, G.; Perucca, L. y Rothis, M. 2016. Morfometría de cuencas como base en la evaluación de la susceptibilidad/peligrosidad por aluviones, caso de estudio: Cuenca del río del Agua, San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 73(4): 513-519.
- Espisua, E. 1968. El Paleozoico inferior del río Las Chacritas, Dpto. de Jáchal, Provincia de San Juan, con especial referencia al Silúrico. *Revista Asociación Geológica Argentina*. 23 (4): 297-311.
- Evenari, M., Noy-Meir, I. and Goodall, D. W. 1985. Hot deserts and arid shrublands, Part A. Elsevier New York.
- Figueira, H. 1984. Horizonte vesicular: Morfología y génesis en un aridisol del norte de la Patagonia. *Ciencia del suelo*. 2(1): 121-129.

- Figuerola, G. 1987. Estudio litológico de la Formación Albarracín en la quebrada homónima, Provincia de San Juan. Trabajo final de Licenciatura. (Inédito). FCEFN-UNSJ.
- Flores, D. y Ocaña, R. 2018. La contribución del análisis geomorfológico al estudio del suelo y la vegetación en zonas áridas. VII Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. En actas del Congreso. Madryn.
- Flores, D. y Suvires, G. 2012. Distribución y diversidad de hábitats en el humedal de la reserva natural presidente Sarmiento, San Juan, Argentina. *Revista Mexicana de Biodiversidad*. 83(1): 194–200.
- Flores, D., Caballero, F., Ocaña, R. y Alcayaga, G. 2016. Ecogeomorfología del piedemonte oriental del cerro Zonda, Precordillera Central de San Juan. Segunda Reunión Argentina de Jóvenes Botánicos. En actas de la Reunión. San Juan.
- Flores, D., Suvires, G. y Dalmasso, A. 2015. Distribución de la vegetación nativa en ambientes geomorfológicos cuaternarios del Monte árido central de Argentina. *Revista Mexicana de Biodiversidad*. 86 (1): 1-8.
- Flores, D., Suvires, G. y Ocaña, R. 2017. Actividad geomorfológica y colonización vegetal en depósitos de abanicos aluviales del desierto del monte central de Argentina. *Cuadernos de investigación geográfica*. 43: 293-308.
- Folguera, A., Etcheverría, M., Pazos, P., Giambiagi, L., Cortés, J., Fauqué, L., Fusari, C. y Rodríguez, M. 2004. Descripción de la Hoja Geológica Potrerillos (1:100.000). Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, 262 p., Buenos Aires.
- Frenguelli, J. 1951. Floras Devónica de la Precordillera de San Juan (nota preliminar). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 6(2): 83-94.
- Frenguelli, J. 1952. "Haplostigma furquei" n.sp., del Devónico de la Precordillera de San Juan. *Revista Asociación Geológica Argentina*. 7(1): 5-10.

- Gallart Galleco, F. 1977. Los glaciares: Problema de nomenclatura, clasificación y génesis (Estudio bibliográfico). *Acta geológica Hispánica*. 12(3): 12-17.
- Gambier, M. y Michieli, M. 1999. Síntesis del poblamiento humano prehistórico de San Juan. Síntesis del Cuaternario de la provincia de San Juan. 10° Reunión de campo del Cuaternario. San Juan.
- Gargiulo, L., Coppola, A., De Mascellis, R., Basile, A., Mele, G. and Terribile, F. 2015. Changes of pore systems and infiltration analysis in two degraded soils after rock fragment addition. In EGU General Assembly Conference Abstracts (Vol. 17).
- Gaspari, F. 2002. Plan de ordenamiento territorial en cuencas serranas degradadas. Aplicación de sistemas de información geográfica. Huelva. España. Ediciones Cooperativas, Buenos Aires: 179 p.
- Gaspari, F., Delgado, M. y Senisterra, G. 2009. Simulación espacio-temporal de la erosión hídrica superficial en una cuenca serrana bonaerense. Argentina. *Revista Internacional de Ciencia y Tecnología de la Información Geográfica*. 9: 67-82.
- Gilbert, G. 1877. Report on the Geology of the Henry Mountains. United States Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountain Region. Washington, Department of the Interior.
- Gile, L., Peterson, F., and Grossman, R. 1966. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Science*. 101: 347–360.
- González Bonorino, G. 1975. Sedimentología de la Formación Punta Negra y algunas consideraciones sobre la geología regional de la Precordillera de San Juan y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 30(3): 223-246.
- Graff, N. 1988. Fluvial processes in dryland rivers: Berlín, Springer Verlag, Series in Physical Environment. 3, 346 pp.



- Gregory, K. and Walling, D. 1973. Drainage basin form and process: a geomorphological approach. Wiley, New York. p 456
- Grime, J. 1979. Plant Strategies and Vegetation Processes. Wiley, New York, NY 222 pp.
- Gustavsson, M., Kolstrup, E. and Seijmonsbergen, A. 2006. A new symbol-and-GIS based detailed geomorphological mapping system: Renewal of a scientific discipline for understanding landscape development. *Geomorphology*. 77(1): 90-111.
- Gustavsson, M., Seijmonsbergen, A. and Kolstrup, E. 2008. Structure and contents of a new geomorphological GIS database linked to a geomorphological map—With an example from Liden, central Sweden. *Geomorphology*. 95(3): 335-349.
- Gutiérrez Elorza, M. 2001. Geomorfología Climática. Editorial Omega, Barcelona, 664 pp.
- Gutierrez Elorza, M. 2008. Geomorfología. Editorial Pearson educación S.A., Madrid. España. 920pp.
- Hack, J., 1973, Stream-profile analysis and stream-gradient index: *Journal of Research of the US Geological Survey*. 1(4): 421-429.
- Harvey, A. 1989. The occurrence and role of arid zone alluvial fans: en Thomas, D.S.G. (ed.), *Arid Zone Geomorphology*: John Wiley & Sons, 136-158.
- Harvey, A. 1997, The role of alluvial fans in arid zone fluvial systems: en Thomas D.S.G. (ed.), *Arid Zone Geomorphology*: John Wiley & Sons, Chichester. 231-259.
- Heim, A. 1952. Estudios tectónicos en la Precordillera de San Juan: los Ríos San Juan, Jáchal y Huaco. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 7 (1): 11-70. Buenos Aires.

- Henaos, J. 1988. Introducción al manejo de cuencas hidrográficas. Universidad Santo Tomás, Centro de enseñanza desescolarizada, Bogotá, Colombia: 396 p.
- Herrera, Z. 1993. Nuevas precisiones sobre la edad de la Formación Talacasto (Precordillera Argentina) en base a su fauna de braquiópodos. Actas 12º Congreso Geológico Argentino. 2: 289-295.
- Herrera, Z. y Bustos, U. 2001. Braquiópodos Devónicos de la Formación Punta Negra, en el perfil del río de Las Chacritas, Precordillera Argentina. Ameghiniana. 38(4): 367-374. Buenos Aires.
- Hirmas, D. 2008. Surface processes, pedology, and soil-landscape modeling of the southern Fry Mountain bolson, Mojave Desert, California. Ph.D. diss. Univ. of California, Riverside.
- Hirmas, D. and Graham, R. 2011. Pedogenesis and Soil-Geomorphic relationships in an arid mountain range, Mojave Desert, California. Soil Science American Journal. 75: 192-206.
- Hlaváčiková, H., Novák, V. and Holko, L. 2015. On the role of rock fragments and initial soil water content in the potential subsurface runoff formation. Journal of Hydrology and Hydromechanics. 63(1): 71-81.
- Hotelling, H. 1933. Analysis of a complex of statistical variables into principal components. Journal of educational psychology. 24(6): 417.
- Hudson, N. 1982. Conservación del suelo, Reverté (Ed.). Barcelona. 335p
- Hupp C. and Osterkamp, W. 2013. Vegetation Ecogeomorphology, Dynamic Equilibrium, and Disturbance. In: John F. Shroder (ed.) Treatise on Geomorphology. Volume 12, pp. 94-106. San Diego: Academic Press.
- Ihaka, R. and Gentleman. 1996. R: A language for data analysis and graphics. Journal of Computational and Graphical Statistics. 5(3):299–314.

- INTA (Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria). 1976. Estudio de los suelos de los valles de Tulum, Ullum y zonda. Tomo 1 y 2. San Juan: Gobierno de la Provincia de San Juan, y Centro Regional de Aguas Subterráneas del Instituto Nacional del Agua (INA-CRAS).
- Iriondo, M. 1988. The alluvial fans of Western Amazonia and the Chaco analogy. In: Nitrouer, C., De Master, E. (Eds.), Chaonab Conferencie on the Fate of Particulate and Dissolved Components within the Amazon Dispersal System: River and Ocean Extended Abstracts. American Geophysucak Ybuib, Charleston. USA. 65-68.
- Iriondo, M. 2010. In: Moglia, S.R.L. (Ed.), Geología del Cuaternario en Argentina. 9-430. Corrientes.
- Iriondo, M., Colombo, F. y Kröhling, D. 2000. El abanico aluvial del Pilcomayo, Chaco (Argentina-Bolivia-Paraguay): características y significado sedimentario. *Geogaceta*. 28: 79-82.
- Jackson, M. and Sherman, G. 1953. Chemical weathering of minerals in soils. *Advances in agronomy*. 5: 219-318.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendiger, R., Brewer, J., Ramos, V. and Ando, C. 1983b. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of América Bulletin*. 94(3): 341-361.
- Jordan, T., Isacks, B., Ramos, V. y Allmendiger, R. 1983. Mountain building in the Central Andes. *Episodes*. 3(3): 20-26.
- Kay, S., Maksaev, V., Moscoso, R. Mpodozis, C. y Nasi, C. 1987. Probing the evolving Andean lithosphere: Mid-Late Terciary Magmatism in Chile (29°30'30"S) over the modern zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research*. 92: 6173-6189.
- Keller, E. 1986. Investigation of active tectonics: use of surficial earth processes, Active tectonics: Washington DC, National Academy Press. 136-147.

- Keller, E., Pinter, N. 1996, Active tectonics: earthquakes, uplift and landforms, New Jersey, USA, Prentice Hall. 121-147.
- Keller, M., Buggisch, W. and Bercowsky, F. 1989. Facies and sedimentology of Upper Cambrian shallowing upward cycles in the La Flecha Formation (Argentine Precordillera). *Zentralblatt für Geologie und Paleontologie*. 1: 999-1011.
- Keller, M., Cañas, F., Lehnert, O. and Vaccari, E. 1994. The Upper Cambrian and Lower Ordovician of the Precordillera (Western Argentina): Some stratigraphic reconsiderations. *Newsletters in Stratigraphy*. 31: 115-132.
- Kelly, J. 1962. Geología de la Sierra de Móquina y perspectivas petrolíferas, Departamento de Jáchal, Provincia de San Juan. Y.P.F. Informes inéditos Nos. 1157, 1158 Y 1159.
- Kemper, W., Rosenau, R. and Nelson, S. 1985. Gas displacement and aggregate stability of soil. *Soil Science Society of America Journal*. 49:25-28.
- Kienholz, H. 1978. Maps of geomorphology and natural hazards of Grindelwald, Switzerland: scale 1: 10,000. *Arctic and Alpine Research*. 169-184.
- Klimaszewski, M. 1982. Detailed geomorphological maps. *ITC journal*, 3, 265-271.
- Kobayashi, T. 1937. The Cambro-Ordovician shelly faunas of South America. *Journal of Faculty of Science University of Tokio*. 2(5): 369-522.
- Köppen, W. 1923. *Die climate der Erde*. Berlin: Walter de Gruyter.
- Leveratto, M. 1968. Geología de la zona al oeste de Ullum-Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan, eruptividad subvolcánica y estructura. *R.A.G.A. tomo XXIII, N.º 2 (abril-junio)*. 129-157.
- Leveratto, M. 1976. Edad de intrusivos Cenozoicos en la Precordillera de San Juan y su implicancia estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 31(1): 53-58.

- Levy, R. y Nullo, F. 1970. Terebratulidos devónicos de Argentina. 1: Craneana y scaphiocloelia, Ameghiniana. 7(3): 264-274.
- Levy, R. y Nullo, F. 1972a. Spiriferidos devónicos de Argentina. 1: Ambocoelia y Kozłowskielina. Ameghiniana. 9(1): 45-58.
- Levy, R. y Nullo, F. 1972b. Terebratulidos devónicos de Argentina. 2: Pleurothyrella. Ameghiniana. 7(4): 369-377.
- Lifton, N. and Chase, C. 1992. Tectonic, Climatic and Lithologic Influences on Landscape Fractal Dimension and Hypsometry: Implications for Landscape Evolution in the San Gabriel Mountain, California. Geomorphology. 45: 77-114.
- López Cadenas de Llano F. 1998. Restauración Hidrológica Forestal de cuencas y Control de la Erosión. Ingeniería Medioambiental, TRAGSATEC, Ministerio de Medio Ambiente. Editorial Mundi Prensa, Madrid, España: 945 p.
- Lucía Vela, A., Vicente, F., Martín Moreno, C., Martín Duque, J., Sanz Santos, M., de Andrés, D. y Bodoque del Pozo, J.M. 2008. Procesos geomorfológicos activos en cárcavas del borde del piedemonte norte de la Sierra de Guadarrama (Provincia de Segovia, España). Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, Sección Geológica. 102 (1-4): 47-69.
- Mabutt, J. 1977. Desert Landforms. The MIT Press, Cambridge, Massachusetts. 340 p.
- Magurran, A. 1988. Why diversity? In Ecological diversity and its measurement (pp. 1-5). Springer, Dordrecht.
- Majumdar, J. 1982. Morphometric analyses of the 4th order drainage watersheds of the Khowai river basin, Tripura, India-some preliminary results and observations. Journal of the Indian Society of Photo-Interpretation and Remote Sensing. 10(3): 49-53.
- Martínez Carretero, E. 2007. Diversidad biológica y cultural de los Altos Andes Centrales de Argentina: Línea de base de la reserva de la biosfera San



Guillermo-San Juan. Eduardo Martínez Carretero Ed. 1ra Edición.  
Universidad Nacional de San Juan. 347 p.

McDonald, E. 1994. The relative influences of climatic change, desert dust, and lithologic control on soil-geomorphic processes and soil hydrology of calcic soils formed on quaternary alluvial-fan deposits in the Mojave Desert, California. Ph.D. Diss. The University of New Mexico, Albuquerque.

McDonald, E., Pierson, F., Flerchinger, G. and McFadden, L. 1996. Application of a soil-water balance model to evaluate the influence of Holocene climate change on calcic soils, Mojave Desert, California, USA, *Geoderma*. 74(3): 167-192.

McFadden, L. 2013. Strongly dust-influenced soils and what they tell us about landscape dynamics in vegetated aridlands of the southwestern United States. *Geological Society of America Special Paper*. 500(1): 501-532.

McFadden, L. and Tinsley, J. 1985. The rate and depth of accumulation of pedogenic carbonate accumulation in soils: Formation and testing of a compartment model. In "Soils and Quaternary Geology of the Southwestern United States" (D. W. Weide, Ed.). pp. 23-42. *Geological Society of America Special Paper* 203.

McFadden, L., McDonald, E., Wells, S., Anderson, K., Quade, J. and Forman, S. 1998. The vesicular layer of desert soils: genesis and relationship to climate change and desert pavements based on numerical modeling, carbonate translocation behavior, and stable isotope and optical dating studies. *Geomorphology*. 24: 101–146.

McFadden, L., McDonald, E., Wells, S., Anderson, K., Quade, J., and Forman, S. 1998. The vesicular layer and carbonate collars of desert soils and pavements: Formation, age and relation to climate change. *Geomorphology*. 24: 101-145.

McFadden, L., Ritter, R. and Wells, S. 1989. Use of multiparameter relative-age methods for age estimation and correlation of alluvial fan surfaces on a

desert piedmont, eastern Mojave Desert, California. *Quaternary Research*. 32:276–290.

McFadden, L., Wells, S. and Jercinovich, M. 1987. Influences of eolian and pedogenic processes on the origin and evolution of desert pavements. *Geology*. 15(6): 504-508.

McFadden, L., Wells, S., Dohrenwend, J. and Turrin, B. 1986. Pediment dome evolution in the eastern Mojave Desert, California. *International geomorphology*. 1: 1047-1062.

Meadows, D., Young, M. and McDonald, E. 2008. Influence of relative surface age on hydraulic properties and infiltration on soils associated with desert pavements. *Catena*. 72(1): 169-178.

Merritt, D. 2013. Reciprocal Relations between Riparian Vegetation, Fluvial Landforms, and Channel Processes.

Miller, V. 1953. A quantitative geomorphic study of drainage basin characteristics in the Clinch Mountain area. Virginia and Tennessee. Technical Report 3. Office of Naval Research, Department of Geology, Columbia University, New York.

Ministerio de Ciencia y Técnica, Consultado en marzo de 2018.  
<http://www.argentinainnovadora2020.mincyt.gob.ar/>

Mintegui Aguirre, J. y López Unzú, F. 1990. La Ordenación Agrohidrológica en la Planificación. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco, Bilbao, España: 306 p.

Moglen, G. and Bras, R. 1995. The Effect of Spatial Heterogeneities on Geomorphic Expansion in a Model of Basin Evolution. *Water Resources Research*. 31: 2613-2623.

Moore, I., Grayson, R. and Ladson, A. 1991, Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications: *Hydrological processes*. 5(1): 3-30.

- Moore, I., Norton, W. and Williams, J., 1993, Modelling environmental heterogeneity in forested landscapes: *Journal of Hydrology*. 150(2): 717-747.
- Morello, J. 1958. La provincia fitogeográfica del monte. Opera Lilloana. N.º 2. Tucumán Argentina). Fundación Miguel Lillo: 155pp.
- Moreno, C. 2001. Métodos para medir la biodiversidad. M&T-Manuales y Tesis SEA. vol. 1. Zaragoza, 84 pp.
- Morisawa, M. 1985. Rivers, form and process: London, Longman House, Geomorphology Texts. 7, 220 pp
- Moussa, R. 2003. On morphometric properties of basin, scale effects and hydrological response. *Hydrologycal Process*. 17:33–58.
- Musick, H. 1975. Barrenness of desert pavement in Yuma County, Arizona. *Journal of the Arizona Academy of Science*. 10(1): 24-28.
- Norte, F. 2015. Understanding and Forecasting Zonda Wind (Andean Foehn) in Argentina: A Review. *Atmospheric and Climate Sciences*. 5(3): 163-193.
- Ocaña, R. Flores, D. y Suvires, G. 2018a. Caracterización geomorfológica de la cuenca de Matagusanos. Departamento de Ullum. Provincia de San Juan. VII Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. En actas de Congreso. Madryn.
- Ocaña, R. y Flores, D. 2017. Tiempo de concentración de flujos hídricos de una cuenca en Precordillera Central. Análisis morfométrico aplicado a estudios de prevención de riesgos de desastres. I Congreso Binacional de Investigación Científica - Jóvenes Investigadores. En actas del Congreso. San Juan.
- Ocaña, R. y Suvires, G. 2018a. Dinámica y evolución de suelos de una región árida, y su impacto en las propiedades de infiltración. I Congreso Argentino de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente. En actas del Congreso. San Luis.

- Ocaña, R. y Suvires, G. 2018b. Peligros hidrometeorológicos en un valle árido: abordaje geopedológico. Cuadernos de Geografía: Revista Colombiana de Geografía. 27(1): 87-99.
- Ocaña, R., Diaz, A. y Pittaluga, M. 2018b. Estudio de la relación entre propiedades fisicoquímicas de horizontes de suelos superficiales y unidades geomorfológicas cuaternarias. Sector Matagusanos. Provincia de San Juan. VII Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. En actas del Congreso. Madryn.
- Ocaña, R., Flores, D., Alcayaga, G. and Suvires, G. 2017a. Geomorphology of Talacasto alluvial fan, Precordillera of San Juan, Argentina. Journal of Maps. 13(2): 929-935.
- Ocaña, R., Suvires, G. y Flores, D. 2016a. El método geomorfológico en los estudios de ordenamiento territorial. Caso de estudio: Región árida de Zonda, Oeste de Argentina. Acta Geológica Lilloana. 28(suplemento): 127-133.
- Ocaña, R., Suvires, G. y Flores, D. 2016b. Evolución del relieve de un frente montañoso y respuesta del sistema erosivo fluvial ante el forzamiento causado por la actividad tectónica (Andes centrales, provincia de San Juan, Argentina). Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. 33(3): 329-341.
- Ocaña, R., Suvires, G. y Pittaluga, M. 2014. Cartografía geomorfológica digital de la depresión tectónica Matagusanos-Zonda-Acequión. San Juan. Argentina. XIX Congreso Geológico Argentino. S3-8. Córdoba.
- Ocaña, R., Suvires, G., Flores, D. y Alcayaga, G. 2017b. Respuestas de perfiles de suelos en depósitos de abanicos aluviales cuaternarios ante riesgo hidrometeorológicos. región árida central de San Juan. XX Congreso Geológico Argentino. Simposio de Pedogénesis y cartografía de suelos como herramientas para la planificación sustentable. 78-83.
- Ortiz, A. y Zambrano, J. 1981. La provincia geológica de la Precordillera Oriental. 8º Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 59-74. Provincia de San Luis.

- Ortiz, A., Eder, J. y Vaca, A., 1977. Investigación geológica e hidrogeológica del área norte de Mendoza. Centro Regional de Agua subterránea. San Juan. I, 1-120.
- Osterkamp, W. and Hupp, C. 2010. Fluvial processes and vegetation—glimpses of the past, the present, and perhaps the future. *Geomorphology*. 116(3): 274-285.
- Otto, J. and Dikau, R. 2004. Geomorphologic system analysis of a high mountain valley in the Swiss Alps. *Zeitschrift für Geomorphologie*, NF, 323-341.
- Padua, E., Roller, E., Mingramm, A., Criado Roque, P., Flores, M. and Baldi, B. 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System. proceedings*. 2: 165-199. Calgary.
- Pandolfo, L. 1975. Geología de Valle Ullum - Zonda, provincia de San Juan. Trabajo final de licenciatura. Universidad de Buenos Aires (inédito). Buenos Aires.
- Paredes, J. y Perucca, L. 2000. Fallamiento cuaternario en la depresión de Matagusanos, San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 55(1-2): 23-30.
- Paredes, J., Perucca, L. y Tello, G. 1996. Fallas activas en el bolsón de Matagusanos, San Juan, Argentina. 12º Congreso Geológico de Bolivia, Actas 3: 1155-1163, Tarija.
- Paredes, J., Perucca, L. y Tello, G. 1997. Fallamiento cuaternario en el área los Blanquitos, departamento de Ullum. San Juan. Argentina. 2º Jornadas de Geología de Precordillera. 168-173. San Juan.
- Passera, C., Dalmaso, A., Borsetto, O. 1983. Método de point quadrat modificado. Informe del Taller sobre Arbustos Forrajeros de Zonas Áridas y Semiáridas. Mendoza, Argentina: IADIZA-FAO: 135-151.
- Pearson, K. (1901). Principal components analysis. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*. 6(2): 559.



- Peet, R. 1974. The measurement of species diversity. *Annual review of ecology and systematics*. 5(1): 285-307.
- Pelletier, J. and Cook, J. 2005. Deposition of playa windblown dust over geologic time scales. *Geology*. 33:909–912.
- Peralta, S. y Ruzycki de Berenstein, L. 1990. Icnofacies asociadas a facies turbidíticas de la Formación Punta Negra (Devónico medio-superior?), en el perfil de los Caracoles, Precordillera Central sanjuanina, Argentina. *Actas 3. Reunión Argentina de Sedimentología*: 334-338.
- Peralta, S., Gamboa, L. y Baldis, B. 1989. Icnofacies de Zoophycos: su posición estratigráfica e interpretación de su recurrencia en el Silúrico-Devónico de la Precordillera Central Sanjuanina. *Reunión Proyecto 270 IGCP: "Eventos del Paleozoico inferior en Latinoamérica". Correlación. Geológica N.º 5*: 199-209, Tucumán.
- Pereyra, B. 2003. Geomorfología y Estratigrafía del piedemonte austral de la sierra Pie de Palo, San Juan, Argentina. Tesis doctoral. FCEFN de la UNSJ. San Juan. (Inédito)
- Pereyra, F. 2012. Suelos de Argentina. SEGEMAR-AACS-GAEA (Ed.). Buenos Aires. N°50, 178p.
- Perucca, L. y Bastías, H. 2006. Regiones Sismotectónicas en el centro-oeste argentino. Provincias de La Rioja, San Juan y Mendoza. *INSUGEO, Serie Correlación Geológica*. 21: 209-222. Tucumán.
- Perucca, L. y Vargas, N. 2014. Neotectónica de la provincia de San Juan, centro-oeste de Argentina. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 66(2): 291-304.
- Perucca, L., Audemard, F., Pantano, A., Vargas, N., Avila, C., Onorato, M., Lara, G. y Esper Angillieri, M. 2013. Fallas Cuaternarias con vergencias opuestas entre Precordillera Central y Oriental, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 70(2): 291-302.

- Perucca, L., Pantano, A. y Vargas, N. 2014. El braquianticlinal de Loma Negra: una estructura de plegamiento cuaternario en la Precordillera Central, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 71(3): 427–433.
- Peterson, F. 1980. Holocene desert soil formation under sodium-salt influence in a playa-margin environment. *Quaternary research*. 13: 172-186.
- Peterson, F. 1981. Landforms of the Basin and Range Province: Defined for soil survey. *Nevada Agric. Exp. Stn. Tech. Bull.* 28. Univ. of Nevada, Reno.
- Petts, G. and Foster, L. 1985. *Rivers and Landscapes*: Baltimore, Edward Arnold Publishers, 274 pp.
- Pike, R. and Dikau, R. 1995. Advances in Geomorphometry. Proceeding of the Walter F. Wood Memorial Symposium. Published in *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 101.
- Pike, R. and Wilson, S. 1971. Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. *Geological Society of America Bulletin*. 82(4): 1079-1084.
- Pittaluga, M. y Suvires, G. 2010. Susceptibilidad a las inundaciones por crecientes estivales y por desbordes en las localidades de Villa Nueva, Puchuzum y Villa Corral, Cuenca del Río Castaño, Calingasta, San Juan. *Revista de la asociación Geológica Argentina*. 66(4): 520-528.
- Pittaluga, M. y Suvires, G. 2011. El modelo periglacial de abanicos aluviales telescópicos: análisis en dos cuencas precordilleranas (31°51'S y 68°28'W). *Revista Brasileira de Geociências*. 41 (3): 558-564.
- Poblete, A. y Minetti, J. 1989. Los mesoclimas de San Juan. Primera y Segunda parte (Informe Técnico N° 11 del Centro de Investigación de San Juan (CISA)). UNSJ. Boletín.
- Poiré, D. y Morel, E. 1996. Procesos sedimentarios vinculados a la deposición de niveles con plantas, en sucesiones siluro-devónicas de la Precordillera argentina. *Actas 6° Reunión Argentina de Sedimentología*: 205-210.

- Pouquet, J. 1966. Initiation géopédologique. Les sols et la géographie. Paris: SEDES.
- Ramos, V. y Vujovich, G. 2000. Descripción Geológica hoja 3169-IV San Juan, Provincia de San Juan. Secretaría de Energía y Minería, Servicio Geológico Minero Argentino SEGEMAR, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Boletín °243, Buenos Aires.
- Ramos, V., Cristallini, E. y Pérez, D. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Science*. 15: 59-78.
- Regairaz, A., Suvires, G. y Simon, W. 1987. Síntesis geomorfológica regional de la provincia de San Juan. República. Argentina. X Congreso Geológico Argentino, San Miguel Tucumán, Actas III pp: 337-343.
- Ritter, D., Kochel, R. and Miller, J. 2011. *Process Geomorphology*. 5th Edition, Long Grove, IL.
- Rocca, J., 1968. Geología de los valles de Tulum, Ullum y Zonda, Prov. De San Juan. Argentina. Plan Agua Subterránea. PAS: 1-132.
- Rodríguez, A., Ocaña, R., Suvires, G., Martínez, P. y Leiva, F. 2018. Estructuras tectónicas en un valle árido y su potencial hídrico subterráneo, San Juan centro-oeste argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 75(3):
- Roig, F., González Loyarte, M., Abraham, E., Méndez, E., Roig, V. and Martínez Carretero, E. 1991. Maps of desertification hazard of Central Western Argentina (Mendoza Province) study case. In: Middleton, N., Thomas, D.S.G. (Eds.), *World Atlas of Thematic Indicators of Desertification*. UNEP, London.
- Roig, F., Roig-Juñent, S. y Corbalán, V. 2009. Biogeography of the Monte desert. *Journal of Arid Environments*. 73(2): 164-172.

- Rolleri, E. 1969. Rasgos tectónicos generales del valle de Matagusanos y de la zona entre San Juan y Jocolí, Provincia de San Juan, República Argentina, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 24(4): 408-412.
- Romero Díaz, M. 1989. Las cuencas de los ríos Castril y Guardal (Cabecera del Guadalquivir). Ed. Ayuntamiento de Huéscar, Granada, 285 pp.
- Rostagno, M. and Deborgue, G. 2011. Desert pavements as indicators of soil erosion on aridic soils in north-east Patagonia (Argentina). *Geomorphology*, 134(3-4): 224-231.
- Rostagno, M. and del Valle, H. 1988. Mounds associated with shrubs in aridic soils of northeastern Patagonia: characteristics and probable genesis. *Catena*. 15:347-359.
- Sarmast, M, Farpoor, M. and Boroujeni, I. 2017. Soil and desert varnish development as indicators of landform evolution in central Iranian deserts. *Catena*. 149: 98-109.
- Schoeneberger, P., Wysocki, D., Benham, E. and Soil Survey Staff. 2012. Field book for describing and sampling soils, Versión 3.0. Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center, Lincoln, NE. 300p.
- Schumm, S. 1954. The relation of drainage basin relief to sediment loss. *International Association of Scientific Hydrology*. 36(1): 216-219.
- Schumm, S. 1963. Sinuosity of alluvial rivers on the Great Plains. *Geological Society of America Bulletin*. 74(9): 1089-1100.
- Senciales González, J. 1999. Redes Fluviales, metodología de análisis. Ed. Universidad de Málaga, Málaga. 337 pp.
- Serafini, R., Bustos, N., Contreras, V. 1986. Geología de la Formación Loma de Las Tapias. I Jornadas sobre Geología de Precordillera. Actas I: 7782. San Juan.

- Shainberg, I. and Letey, J 1984. Response of soils to sodic and saline conditions. *Hilgardia*. 52:1-57.
- Soil Survey Staff, 1975. *Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys*. Agric. Handbook No. 436. U.S. Govt. Print. Office, Washington, DC.
- Soil SurveyStaff, 1999. *Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys*. Second edition. Agric. Handbook No. 436. U.S. Govt. Print. Office, Washington, DC.
- Springer, M. 1958. Desert pavement and vesicular layer of some soils of the desert of the Lahontan Basin, Nevada. *Soil Science Society of America Proceedings*. 22: 63– 66.
- Steinberger, B. 2000. Plumes in a convecting mantle: Models and observations for individual hotspots. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 105(B5): 11127-11152.
- Strahler, A. 1952. *Dynamic Basis of Geomorphology*. Geological Society of American Bulletin. 63: 923-938.
- Strahler, A. 1964. Quantitative geomorphology of drainage basin and channel networks. In: Chow VT (Ed) *Handbook of applied hydrology*. McGraw Hill, New York. 4-76.
- Suriano, J. y Limarino, O. 2006. Modelo para la generación de valles incisos en cuencas intermontanas: controles climáticos y subsidencia, en 4° Congreso Latinoamericano de Geología y 11° Reunión Argentina de Sedimentología. resúmenes: 218-219.
- Suriano, J. y Limarino, O. 2009. Sedimentación pedemontana en las nacientes del Río Jáchal y Pampa de Gualilán, Precordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 65(3): 516-532.



- Suvires, G y Ocaña, R. 2015. Enfoque geopedológico para el estudio de riesgos hidro-meteorológicos. XI Simposio de Geología aplicada a la Ingeniería y al Ambiente. En actas del Simposio. Buenos Aires.
- Suvires, G. 1990. Edafología de la Provincia de San Juan. En Relatorio de geología y recursos naturales de la Provincia de San Juan: 11° Congreso Geológico Argentino, San Juan, Argentina. 334-346.
- Suvires, G. 2004. Distribución de los suelos en función del relieve y de la neotectónica en la región sureste de la provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 59(3): 376-384.
- Suvires, G. 2013. Geomorfología tectónica y evolución del relieve en un sector del piedemonte occidental de la sierra Chica de Zonda, Precordillera Oriental, Argentina. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. 30 (2): 324-325.
- Suvires, G. 2014. The paradigm of paraglacial megafans of the San Juan river basin, Central Andes, Argentina. Journal of South American Earth Sciences. 55: 166-172.
- Suvires, G. 2015. Geocronología, Paleoambientes y Paleosuelos Holocenos en las barrancas del arroyo Iglesia, Provincia de San Juan (30°20' S y 69°11' O). Revista de la Asociación Geológica Argentina. 72(3): 345-354.
- Suvires, G. y Gamboa, L. 2011. Primeras dataciones del lago holoceno tardío de Zonda, San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 68(2): 290-294.
- Suvires, G. y Zambrano, J. 2000. Valles en depresiones intermontanas Cuaternarias del centro -oeste argentino. Valles de Matagusanos, Ullum, Zonda y Ciénaga de Gualilán. Revista Cuaternario y Ciencias Ambientales. Publicación número 4.
- Suvires, G. y Zambrano, J. 2000. Valles en depresiones intermontanas cuaternarias del centro-oeste argentino. Valles de Matagusanos, Ullum, Zonda y

- Ciénaga de Gualilán. Revista Cuaternario y Ciencias Ambientales. Serie D, publicación Especial N° 4, (1): 81-88.
- Suvires, G., Flores, D., Gamboa, L. y Pittaluga, M. 2012. Amenazas de depósitos de laderas en ambientes áridos. La revegetación como acción preventiva (Bromeliaceae – *Deuterocohnia longipetala* (Baker) Mez.). Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente. 29: 91-100.
- Suvires, G., Ocaña, R. y Rodríguez, A. 2016a. Control tectónico en el sistema hidrográfico regional del desaguadero y altos morfoestructurales (vertiente oriental de los andes centrales), Argentina. Primer Simposio de Tectónica Sudamericana. En actas del Simposio. La Serena, Chile.
- Suvires, G., Ocaña, R., Rodríguez, A. y Flores, D. 2016b. Geomorfología tectónica, evolución del relieve y respuesta del sistema erosivo fluvial ante el forzamiento causado por la actividad tectónica (Precordillera Central, Provincia de San Juan), Argentina. Primer Simposio de Tectónica Sudamericana. En actas del Simposio. La Serena, Chile.
- Suvires, G., Rodríguez, A. y Ocaña, R. 2017. Relieve, suelos y pavimentos: Sistema de mosaicos naturales del desierto Sanjuanino. Revista Ojo del Cóndor. 8: 18-21.
- Tabbutt, K., Naeser, C., Jordan, T. y Cervený, P. 1987. Edades nuevas por método de trazas de fisión de tobos Mio-Pliocenas en las Sierras Pampeanas y la Precordillera de Argentina. X Congreso Geológico Argentino. Actas (IV): 222-224. Tucumán.
- Terrizzano, C., Cortés, J. Fazzito, S. y Rapalini, A. 2008. Neotectonic transpressive zones in Precordillera Sur, Central Andes of Argentina: A structural and geophysical investigation. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. 253(1): 103-114, Stuttgart.
- Theler, D. and Reynard, E. 2008. Mapping sediment transfer processes using GIS applications. In Proceedings of the 6th ICA Mountain Cartography Workshop, Lenk, Switzerland.

- Theler, D., Reynard, E., Lambiel, C., Bardou, E. 2010. The contribution of geomorphological mapping to sediment transfer evaluation in small alpine catchments. *Geomorphology*, 124(3), 113-123.
- Thornbury, W. 1969. *Principles of Geomorphology*. John Wiley & sons inc., 594 pp.
- Tricart, J. 1962. *L'épiderme de la terre. Esquisse d'une géomorphologie appliquée*. Paris: Masson.
- Tricart, J. 1965. *Principes et méthodes de la géomorphologie*. Paris: Masson.
- Tricart, J. 1972. *La terre, planète vivante*. Paris: Presses Universitaires de France.
- Tricart, J. 1994. *Ecogéographie des espaces ruraux*. Paris: Nathan.
- Tricart, J. and Cailleux, A., 1969. *Traité de Géomorphologie, T. IV: Le modelé des regions sèches*, SEDES Paris, 472p.
- Turk, J. and Graham, R. 2011. Distribution and Properties of Vesicular Horizons in the Western United States. *Soil Science Society of America*. 75(4): 1449-1461.
- Turk, J., Houdeshell, C. and Graham, R. 2011. A proposed master V horizon for the designation of near surface horizons with vesicular porosity. Unpublished proposal submitted to the National Cooperative Soil Survey Program, USDA Natural Resources Conservation Service.
- U.S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service. Chapter 3, Examination and description of soil profiles. Online at: <https://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detail/soils/>. Visitado en Noviembre de 2018.
- van Asselen, S., Seijmonsbergen, A. 2006. Expert-driven semi-automated geomorphological mapping for a mountainous area using a laser DTM. *Geomorphology*, 78(3), 309-320.
- Van Den Eeckhaut, M., Poesen, J., Verstraeten, G., Vanacker, V., Moeyersons, J., Nyssen, J., Van Beek, L. P. H. 2005. The effectiveness of hillshade maps

and expert knowledge in mapping old deep-seated landslides. *Geomorphology*, 67(3), 351-363.

Van Vliet Lanoe, B. 1985. Frost effects in soils. *Soils and Quaternary Landscape Evolution*. 117-157.

Van Zuidam, R. 1976. Geomorphological development of the Zaragoza region, Spain. Processes and landforms related to climatic changes in a large Mediterranean river basin. Doctoral Thesis. Universidad Utrech. ITC, 122 pp.

Van Zuidam, R. 1977. Terrain analysis and classification using aerial photographs. International Institute for Aerial Survey and Earth Sciences (ITC). ITC text book 7.

Vergés, J., Ramos, V., Seward, D., Busquets, P. y Colombo, F. 1999. Miocene sedimentary and tectonic evolution of the Andean Precordillera at 31°S, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. 14(7): 735-750.

Verstappen, H. and Van Zuidam, R. 1968. ITC textbook of Photo-Interpretation. VII: 2 – ITC system of geomorphological survey. ITC, Delft, the Netherlands, 49 pp.

Villaroel, C., Estévez, G., Ortiz, A., Ponce, D., Ocaña, R., Forte, A. y Gianni, R. 2018. Hidroquímica general de la cuenca subterránea de Matagusanos y sector del abanico aluvial de Talacasto. XIV Congreso Latinoamericano de Hidrogeología. En actas del Congreso. Salta.

Vitek, J. D., Giardino, J. R., Fitzgerald, J. W. 1996. Mapping geomorphology: A journey from paper maps, through computer mapping to GIS and Virtual Reality. *Geomorphology*, 16(3): 233-249.

von Engel, O. 1940. A particular case of knickpunkte: *Annals of the Association of American Geographers*. 30, 268-271.

Weissel, J., Pratson, L. and Malinverno, A. 1994. The Length-Scaling Properties of Topography. *Journal of Geophysical Research*. 99: 13997-14012.

- Wells, S., Dohrenwend, J., McFadden, L., Turrin, B. and Mahrer, K. 1985. Late Cenozoic landscape evolution on lava flow surfaces of the Cima volcanic field, Mojave Desert, California. *Geological Society of America Bulletin* 96 (12): 1518-1529.
- Wells, S., McFadden, L. and Dohrenwend, J. 1987. Influence of late Quaternary climatic changes on geomorphic and pedogenic processes on a Desert piedmont, Eastern Mojave Desert, California. *Quaternary Research*. 27: 130-146.
- Williams, S. and Zimbelman, J. 1994. Desert Pavement Evolution: An example of the role of sheetflood. *The Journal of Geology*. 102: 243-248.
- Wood, Y., Graham, R. and Wells, S. G. 2005. Surface control of desert pavement pedologic process and landscape function, Cima Volcanic field, Mojave Desert, California. *Catena*. 59(2): 205-230.
- Zinck, A. 2012. *Geopedología: elementos de geomorfología para estudios de suelos y de riesgos naturales*. Holanda: ITC Enschede.
- Zonnerved, I. 1969. *Evaluación de tierras y ciencias del paisaje*. Min de Ganadería y Agricultura. Montevideo Uruguay. Versión española de "Land Evaluation". Enschede, Holanda: International Institute of Aerial Survey and Earth Science.